

**UNIVERSIDAD DE COSTA RICA  
FACULTAD DE CIENCIAS BÁSICAS  
ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGÍA**

# **Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica**

Tesis para optar por el grado académico de Licenciado en Geología

Lepolt Linkimer Abarca

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio

Agosto, 2003

**UNIVERSIDAD DE COSTA RICA**  
**FACULTAD DE CIENCIAS BÁSICAS**  
**ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGÍA**

**Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado  
del Centro de Costa Rica**

Por:  
Lepolt Linkimer Abarca

Tesis sometida y aceptada por la Comisión del Programa de Estudios de Licenciatura en Geología y el Comité Evaluador de la Universidad de Costa Rica, como requisito parcial para optar por el grado académico de  
Licenciado en Geología

**TRIBUNAL EXAMINADOR**

---

MSc. Walter Montero P.  
Director

---

MSc. Ileana Boschini L.  
Co-directora

---

Lic. Percy Denyer C.  
Co-director

---

Dr. Mauricio Mora F.  
Lector

---

MSc. Teresita Aguilar R.  
Directora de la Escuela

---

Lepolt Linkimer Abarca  
Candidato

*A doña Nena*

*“... La naturaleza despiadada, balancea  
nuestros techos, como si quisiera adormecernos  
con su vaivén continuo, y no obstante...,  
la ciudad sonámbula, sonríe todavía...”*

Rosamel Muñoz Lagos

La ciudad sonámbula

# CONTENIDO

<b>CONTENIDO .....</b>	<b>V</b>
<b>SIGLAS Y ABREVIATURAS UTILIZADAS.....</b>	<b>VIII</b>
<b>RESUMEN.....</b>	<b>IX</b>
<b>AGRADECIMIENTOS .....</b>	<b>X</b>
<b>I. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1. OBJETIVOS .....	2
2. UBICACIÓN GEOGRÁFICA .....	2
<i>Principales obras de infraestructura .....</i>	<i>2</i>
3. METODOLOGÍA .....	4
<i>Análisis de la sismicidad .....</i>	<i>5</i>
Red de sismógrafos .....	6
Modelo de corteza .....	7
Potencial sísmico.....	8
4. TRABAJOS ANTERIORES .....	9
<i>Geología .....</i>	<i>9</i>
<i>Neotectónica .....</i>	<i>10</i>
<i>Sismología .....</i>	<i>10</i>
<i>Amenaza sísmica.....</i>	<i>11</i>
<b>II. CONTEXTO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO.....</b>	<b>12</b>
1. CINTURÓN DEFORMADO DEL CENTRO DE COSTA RICA .....	13
2. ESFUERZOS NEOTECTÓNICOS .....	16
3. ESTRATIGRAFÍA DEL TERCIARIO .....	17
<i>Formación Tuis.....</i>	<i>17</i>
<i>Formación Fila de Cal .....</i>	<i>17</i>
<i>Formación Senosri .....</i>	<i>17</i>
<i>Formación Punta Pelada.....</i>	<i>18</i>
<i>Formación Uscari.....</i>	<i>19</i>
<i>Formación Río Banano.....</i>	<i>19</i>
<i>Formación Alcalina Guayacán.....</i>	<i>19</i>
<i>Formación Suretka .....</i>	<i>20</i>
<i>Formación Doán.....</i>	<i>20</i>
4. UNIDADES DEL CUATERNARIO.....	21
<i>Rocas de los volcanes Turrialba, Irazú y Dos Novillos .....</i>	<i>21</i>
Volcán Turrialba .....	21
Volcán Irazú .....	22
Volcán Dos Novillos .....	22
<i>Depósitos sedimentarios no litificados .....</i>	<i>22</i>
<b>III. GEOMETRÍA, EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA Y GRADO DE ACTIVIDAD DEL FALLAMIENTO.....</b>	<b>24</b>
1. SISTEMA DE FALLAS ATIRRO–RÍO SUCIO.....	27
<i>Falla Blanquito.....</i>	<i>30</i>
<i>Lineamiento Palma.....</i>	<i>30</i>
<i>Falla Alto Grande.....</i>	<i>30</i>
Sismicidad .....	30
<i>Falla Río Sucio .....</i>	<i>31</i>

Sismicidad .....	31
<i>Falla Campano</i> .....	31
Sismicidad .....	32
<i>Falla Tucurrique</i> .....	32
Sismicidad .....	34
<i>Fallas de rumbo norte-sur, en la zona de Juan Viñas y Turrialba</i> .....	35
Fallas localizadas entre las fallas Tucurrique y Chiz .....	35
<i>Falla Chiz</i> .....	35
<i>Falla Murcia</i> .....	36
<i>Falla Esmeralda</i> .....	36
<i>Falla Turrialba</i> .....	37
Sismicidad .....	40
<i>Falla Florencia</i> .....	40
Sismicidad .....	41
<i>Falla Azul</i> .....	41
Sismicidad .....	43
<i>Falla Atirro</i> .....	43
Sismicidad .....	44
<i>Falla Pejibayito</i> .....	45
<i>Falla Omega</i> .....	45
<i>Falla Esperanza</i> .....	45
<i>Lineamiento Ingenio</i> .....	46
<i>Lineamiento Conejo</i> .....	46
<i>Lineamiento Silencio</i> .....	46
<i>Lineamiento Armado</i> .....	46
2. SISTEMA DE FALLAS NAVARRO .....	46
<i>Falla Navarro</i> .....	48
Sismicidad .....	52
<i>Falla Santiago</i> .....	52
<i>Falla Pacayas</i> .....	52
<i>Falla Durán</i> .....	53
<i>Falla Santa Cruz</i> .....	53
<i>Falla Guayabo</i> .....	53
Sismicidad .....	53
<i>Falla Lajas</i> .....	54
Sismicidad .....	54
3. FALLAMIENTO EN LA CIMA DE LOS VOLCANES IRAZÚ Y TURRIALBA .....	54
<i>Falla Irazú</i> .....	55
Sismicidad .....	56
<i>Graben cuspidal del volcán Turrialba</i> .....	57
Sismicidad .....	57
<i>Falla Ariete</i> .....	58
<i>Falla Elia</i> .....	59
<i>Fallas Dos Novillos</i> .....	60
<i>Falla Destierro</i> .....	60
4. SISTEMA DE FALLAS KABÉBETA .....	60
<i>Lineamiento Pavones</i> .....	60
<i>Falla Piedra Grande</i> .....	61
<i>Lineamiento La Suiza</i> .....	62
<i>Falla Paulina</i> .....	62
Sismicidad .....	63
<i>Falla Tuis</i> .....	63
<i>Falla Kabébete</i> .....	64
Sismicidad .....	67
<i>Lineamiento Barreal</i> .....	67
5. SISTEMA DE FALLAS PACUARE .....	67

<i>Falla Lomas</i> .....	69
<i>Falla Carazo</i> .....	70
<i>Falla Palomo</i> .....	71
<i>Falla Bajo Tigre</i> .....	71
Sismicidad.....	72
<i>Lineamiento Terciopelo</i> .....	72
<i>Falla Tres Equis</i> .....	72
<i>Falla Alto Corazal</i> .....	73
<i>Lineamientos de rumbo norte-sur, al este de Tres Equis</i> .....	73
<i>Lineamientos de rumbo NE, entre Pacuare y Tres Equis</i> .....	73
<i>Falla Alcantarilla</i> .....	74
<i>Falla Pacuare (o Bajo Pacuare)</i> .....	74
Sismicidad.....	75
<i>Fallas Cabeza de Buey</i> .....	75
<i>Falla Mollejones</i> .....	76
<i>Lineamiento Margarita</i> .....	76
6. SISTEMA DE FALLAS SIQUIRRES–MATINA.....	76
Sismicidad.....	78
7. MODELO NEOTECTÓNICO.....	78
<i>Evolución y relación del fallamiento con otros procesos geológicos</i> .....	80
<b>IV. SISMICIDAD</b> .....	<b>85</b>
1. TERREMOTOS HISTÓRICOS DEL SIGLO XX.....	85
<i>Temblor de Turrialba del 19 de noviembre de 1948 (7,0 <math>M_L</math>)</i> .....	85
<i>Terremoto de Paraíso–Orosi, del 21 de agosto de 1951 (5,0 <math>M_L</math>)</i> .....	87
<i>Terremoto de Patillos, del 30 de diciembre de 1952 (5,9 <math>M_s</math>)</i> .....	87
<i>Sismo del 19 de noviembre de 1987 (5,1 <math>M_L</math>)</i> .....	87
<i>Sismo del 31 de enero de 1988 (5,0 <math>M_L</math>)</i> .....	88
<i>Sismo del 24 de abril de 1991 (6,1 <math>M_s</math>)</i> .....	88
<i>Terremoto de Pejibaye, del 10 de julio de 1993 (5,7 <math>M_s</math>)</i> .....	88
2. SISMICIDAD EN EL PERÍODO 1976–2002.....	89
<i>Sismicidad en el período 1992–2002</i> .....	90
Distribución geográfica.....	91
Mecanismos focales.....	92
<b>V. CONCLUSIONES</b> .....	<b>94</b>
<b>VI. REFERENCIAS</b> .....	<b>97</b>

## ANEXOS

**ANEXO 1.** Listado de imágenes de sensores remotos utilizadas en esta investigación.

**ANEXO 2.** Ubicación de las estaciones de la Red Sismológica Nacional (RSN: ICE–UCR).

**ANEXO 3.** Cantidad de evidencias geomorfológicas identificadas a lo largo de la traza de cada falla y lineamiento analizado.

**ANEXO 4.** Sismos sentidos con epicentro en los alrededores de Turrialba y Siquirres, en el período 1976–2002.

**ANEXO 5.** Sismos relocalizados (calidad A) ocurridos en la zona de estudio durante el período 1992–2002.

**ANEXO 6.** Total de sismos relocalizados en esta investigación.

## MAPAS (en contraportada):

**MAPA 1:** Lineamientos que sugieren ser fallas neotectónicas en la zona de Turrialba y Siquirres.

**MAPA 2:** Geología y fallamiento neotectónico en la zona de Turrialba y Siquirres.

## SIGLAS Y ABREVIATURAS UTILIZADAS

### ELEMENTOS TECTÓNICOS

CDCCR	Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica
CDNP	Cinturón Deformado del Norte de Panamá
CDSP	Cinturón Deformado del Sur de Panamá
FM	Fosa Mesoamericana
FSR	Frontera Suave Rugosa
LFi	Levantamiento de Fisher
PQ	Plateau de Quepos
ZFP	Zona de Fractura de Panamá

### CENTROS E INSTITUCIONES

ICE	Instituto Costarricense de Electricidad
IGN	Instituto Geográfico Nacional
OSIVAM	Observatorio Sismológico y Vulcanológico de los volcanes Arenal y Miravalles
OVSICORI	Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica
RSN	Red Sismológica Nacional
UCR	Universidad de Costa Rica

### PUNTOS CARDINALES Y OTROS

ECHM	Esfuerzo Compresivo Horizontal Máximo
F	Falla
L	Lineamiento
m s.n.m.	metros sobre el nivel del mar
m.a.	Millones de años
MM	Escala Mercalli Modificada
n.d.	No determinado, no disponible
NE	Noreste
NNE	Nor-noreste
NW	Noroeste
P. H.	Proyecto Hidroeléctrico
SE	Sureste
SSE	Sur-sureste
SW	Suroeste
WNW	Oeste-noroeste

### EVIDENCIAS MORFOTECTÓNICAS

Ar	Aluvión represado
BF	Berma de falla
Cd	Colina desplazada
CF	Contraescarpe de falla
Cp	Cono piroclástico
Da	Drenaje adaptado
Dal	Depósito aluvial
DI	Depósito lacustre
Dd	Drenaje desplazado
De	Deslizamiento
Ed	Escarpe desplazado
EF	Escarpe de falla
Ft	Faceta triangular
LF	Lomo de falla
LP	Lomo de presión
Pa	Pliegue antiformal
Pm	Patrón drenaje meándrico
Pr	Patrón drenaje rectangular
SF	Silla de falla
Tb	Terraza basculada
TF	Trinchera de falla
TI	Terraza levantada
Tp	Terrenos pantanosos
Va	Valle abandonado
V	Volcán
VF	Valle de falla



## RESUMEN

El Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica corresponde con un ancho sistema de fallas neotectónicas que atraviesa transversalmente a Costa Rica, desde la fosa Mesoamericana, en el lado pacífico, hasta el Cinturón Deformado del Norte de Panamá, en el sector Caribe. La zona de Turrialba y Siquirres, se localiza en el extremo oriental de esta zona de deformación, caracterizada en este sector por fallas neotectónicas de diversa geometría, especialmente de desplazamiento de rumbo y en menor medida, normales e inversas.

Se realizó un reconocimiento geomorfológico de las estructuras neotectónicas en un área de 1704 km<sup>2</sup>, en los alrededores de las ciudades de Turrialba y Siquirres. El estudio se realizó a partir de la interpretación de fotografías aéreas, información bibliográfica y visitas al campo. Se identificaron seis sistemas de fallas principales, denominados: Atirro–Río Sucio, Navarro, Kabébete, Pacuare, Siquirres–Matina y el fallamiento en la cima de los volcanes Irazú y Turrialba. De acuerdo con la expresión en superficie, se reconocieron lineamientos geomorfológicos de carácter prominente, moderado y débil que sugieren ser fallas neotectónicas.

A partir de la recopilación de la geología de la zona y la comprobación de campo, se determinó la existencia de depósitos volcánicos y sedimentarios de edad Cuaternario afectados por las fallas principales. Otras evidencias como aluviones represados, escarpes y contraescarpes de falla y drenajes y colinas desplazadas, permitieron determinar el sentido de movimiento de las fallas. De esta forma se determinó que los sistemas Atirro–Río Sucio y Pacuare están caracterizados por fallas de tipo dextral con una componente gravitacional, el sistema Navarro por fallas de tipo sinistral, el sistema Kabébete por fallas de tipo dextral, el sistema Siquirres–Matina por fallas inversas y el fallamiento en la cima de los volcanes Irazú y Turrialba por fallas normales.

Se relocalizaron 359 sismos registrados por la Red Sismológica Nacional durante un período de 11 años, desde enero de 1992 hasta diciembre del 2002 y localizados entre las coordenadas geográficas 9°45'–10°10' latitud norte y 83°30'–83°52' longitud oeste. Algunos epicentros se concentran en los alrededores de la traza de las fallas Campano, Tucurrique, Turrialba, Florencia, Azul, Navarro, Guayabo, Lajas, Irazú, Elia, Ariete, Kabébete, Bajo Tigre, Pacuare, Cabeza de Buey y Siquirres. La sismicidad relocalizada se caracterizó por magnitudes bajas (1,7–4,4 Md y 1,0–4,1 M<sub>L</sub>) y poca profundidad (< 19,6 km).

Un análisis de la geometría del fallamiento reveló una estrecha relación entre la orientación y el tipo de movimiento: fallas dextrales tienen un rumbo predominante N30°–50°W, sinestrales N40°–50°E, normales N0°–20°E, e inversas N70°W. Tomando en cuenta la geometría del fallamiento, se determinó una dirección del Esfuerzo Compresivo Horizontal Máximo que tiende a un rumbo que varía entre N0°E y N20°E.

Considerando aspectos morfotectónicos, estratigráficos y sismológicos, se identificaron 20 fallas activas y 19 neotectónicas para toda la zona estudiada. Las fallas consideradas activas son: Alto Grande, Río Sucio, Campano, Tucurrique, Turrialba, Florencia, Azul, Atirro, Navarro, Guayabo, Lajas, Irazú, Ariete, Elia, Kabébete, Lomas, Bajo Tigre, Pacuare, Cabeza de Buey y Siquirres. Tomando en cuenta la longitud de las fallas y el área de ruptura, se determinó que las fallas estudiadas pueden generar sismos con una magnitud máxima de entre 4,8 y 6,8 Mw.

**PALABRAS CLAVE:** Neotectónica, Falla activa, Falla Atirro, Falla Río Sucio, Falla Turrialba, Falla Tucurrique, Falla Navarro, Falla Kabébete, Falla Pacuare, Falla Siquirres, Turrialba, Siquirres, Volcán Turrialba, Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica.

## AGRADECIMIENTOS

Gracias a mis directores de tesis. A mi director MSc. Walter Montero, por su ayuda en el trabajo de campo, apoyo con ideas y material bibliográfico y la excelente atención que me prestó durante todo el proceso de tesis. A mi codirectora MSc. Ileana Boschini por su ayuda con el programa SEISAN y por el gran apoyo logístico durante el desarrollo de esta investigación. Al Lic. Percy Denyer por la gran colaboración ofrecida durante la fase final de esta tesis.

Gracias al personal de la Escuela Centroamericana de Geología, especialmente al profesor Luis Guillermo Salazar, por la colaboración con fotografías aéreas. También a Wilfredo Rojas, Mario Fernández, Mauricio Mora y Magda Taylor de la Sección de Sismología, Vulcanología y Exploración Geofísica, quienes colaboraron con la búsqueda y el análisis de los sismos de la zona. Un reconocimiento especial a Carlos Redondo, de la Sección de Sismología por la ayuda en la elaboración de los mecanismos focales y con el programa SEISAN. Además, a MSc. Teresita Aguilar, directora de la Escuela, por el apoyo y la confianza que me ha brindado desde el inicio de mi carrera.

Gracias al personal del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), especialmente al Geol. Martín Rojas y al resto del personal del Proyecto Hidroeléctrico Reventazón, por la colaboración en el trabajo de campo y por el apoyo suministrando fotografías aéreas y material bibliográfico. También al Dr. Guillermo Alvarado del Área de Amenazas y Auscultación Sismo-volcánica del ICE por la revisión de la tesis en una fase inicial y por la contribución con la información de una datación, fotografías y material bibliográfico de la zona.

Gracias al Ing. Víctor Schmidt del Laboratorio de Ingeniería Sísmica, por permitirme utilizar tiempo, equipo y material para la realización de esta tesis y por la revisión de la prestación final. Gracias al personal del barco Sonne de la expedición SO 173-1 (Balboa-Caldera), por la disposición de material y equipo de cómputo para finalizar esta investigación durante mi estadía a bordo del mismo. De igual manera, quiero agradecer a Floribeth Vega, del OVSICORI-UNA por facilitarme los registros de 10 sismos de la zona de estudio. Además, a la Unidad de Sistemas de Información Geográfica del Servicio Fitosanitario del Estado, MAG por la impresión de los mapas finales.

Gracias a mis padres. A don Lepolt por la compañía y cooperación en el trabajo de campo. A María Elena (doña Nena), por brindarme apoyo financiero. ¡A ambos les reconozco el estímulo con el que desarrollé la intensa pasión que desde mi niñez siento por la geología y los terremotos!. Gracias a mis hermanas. A Mildred por ayudarme con el programa Arc View GIS, por la compañía al campo y por su invaluable colaboración en la elaboración e impresión de los mapas. A Madai por el apoyo con las fotografías digitales. A Silja por su contribución en el texto. Un agradecimiento muy especial a la prima Ana Catalina y a las tías Flory, Cristina y Mariza.

Gracias a mis amigos. A Ivonne Arroyo por su compañía en el campo, sugerencias para el texto y las figuras y por la revisión del borrador final. A Elena Badilla por la compañía en el campo y por la colaboración con una imagen de anaglifo de la zona de estudio. A Esteban Gazel por la asistencia en el campo, la revisión de figuras y los grandes aportes de nuestras frecuentes discusiones sobre la geología de Costa Rica. A Regina Salas, por la revisión de la presentación final. A Natalia Zamora por la colaboración con las figuras. A María Andrea Araya por las valiosas discusiones psicoanalíticas relacionadas con el proceso de tesis. También quiero agradecer a Marco Barahona, Guaria Cárdenes (¡por aquellas cartas!), Kennet Flores (por los frescos consejos brindados de su tesis recién presentada), Paulo Hidalgo, María Sandoval, Linda Sjöbohm (por el viaje a Guatemala) y Anke Wendelborn. Muchas gracias a Marilyn Quesada.

## I. INTRODUCCIÓN

El reconocimiento y la caracterización de las fuentes sismo–generadoras son esenciales en la estimación de la amenaza y el riesgo sísmico de una zona específica. Esta clase de investigaciones son especialmente importantes en un país como Costa Rica, el cual es caracterizado por una sismicidad muy alta.

Los proyectos hidroeléctricos y geotérmicos son las obras de infraestructura que, en Costa Rica, consideran con más detalle las características sismo–tectónicas de un área particular. Por esta razón, existen numerosos aportes en el conocimiento de las fuentes sísmicas del país, provenientes de investigaciones relacionadas con la ubicación y el diseño de un proyecto generador de energía eléctrica. A pesar de esto, son pocos los trabajos realizados en el área de neotectónica para Costa Rica.

La localización de asentamientos urbanos, por otra parte, ha considerado muy poco el contexto sismotectónico circundante. Esto se debe a que las investigaciones en sismología y neotectónica son considerablemente más jóvenes que el inicio de la colonización de Costa Rica y por lo tanto, del establecimiento de las poblaciones en el territorio nacional. En este sentido, la investigación de zonas específicas es fundamental ya que aporta mucha información para la planificación del crecimiento urbano de los centros ya existentes.

En los alrededores de las ciudades de Turrialba y Siquirres, el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) posee la planta hidroeléctrica Angostura, actualmente estudia el proyecto hidroeléctrico (P. H.) Reventazón y posee en cartera otra serie de proyectos futuros. Es de especial importancia para esta institución obtener una visión muy completa, en lo posible, del fallamiento local, la sismicidad y su relación con la tectónica regional, con el fin de mejorar la definición de las fuentes sismo–generadoras, que podrían afectar los proyectos antes mencionados, y con ello estimar posteriormente la amenaza y el riesgo sísmico a los que se encuentran expuestos.

Con este interés, se instaló en la zona de Turrialba y Siquirres una red de sismógrafos en colaboración entre el ICE y la Sección de Sismología de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica (UCR). Esta red, compuesta por 4 estaciones de tres componentes y período corto, comenzó a funcionar en julio del 2002 y pretende monitorear la sismicidad de la zona, por un período de 2 años.

Esta investigación nació como un complemento del estudio de la sismicidad local que realizan el ICE y la UCR. Los datos de esta red temporal no son analizados en esta tesis, cuyo aporte principal es la caracterización morfotectónica de las fuentes sismo–generadoras que existen en las vecindades de los proyectos hidroeléctricos que aprovechan la cuenca media de los ríos Reventazón y Pacuare y, al mismo tiempo, de las ciudades de Turrialba, Siquirres y otras poblaciones ubicadas en sus alrededores.

## 1. OBJETIVOS

Esta investigación pretende caracterizar la geometría y el grado de actividad del fallamiento que existe en la zona de Turrialba y Siquirres, a partir de aspectos geomorfológicos, sismológicos y estratigráficos.

Los objetivos específicos son los siguientes:

1. Caracterizar, desde un ámbito regional, el contexto tectónico y geológico del área de estudio.
2. Reconocer y describir el fallamiento neotectónico a partir de un minucioso análisis de sensores remotos y trabajo de campo.
3. Caracterizar la sismicidad de la zona y determinar el origen de algunos eventos sísmicos ocurridos entre los años 1992 y 2002.
4. Determinar el grado de actividad del fallamiento a partir de aspectos geomorfológicos, sismológicos y estratigráficos y elaborar un mapa que muestre el fallamiento de acuerdo con el grado de actividad determinado.
5. Estimar el potencial sísmico de las fallas.

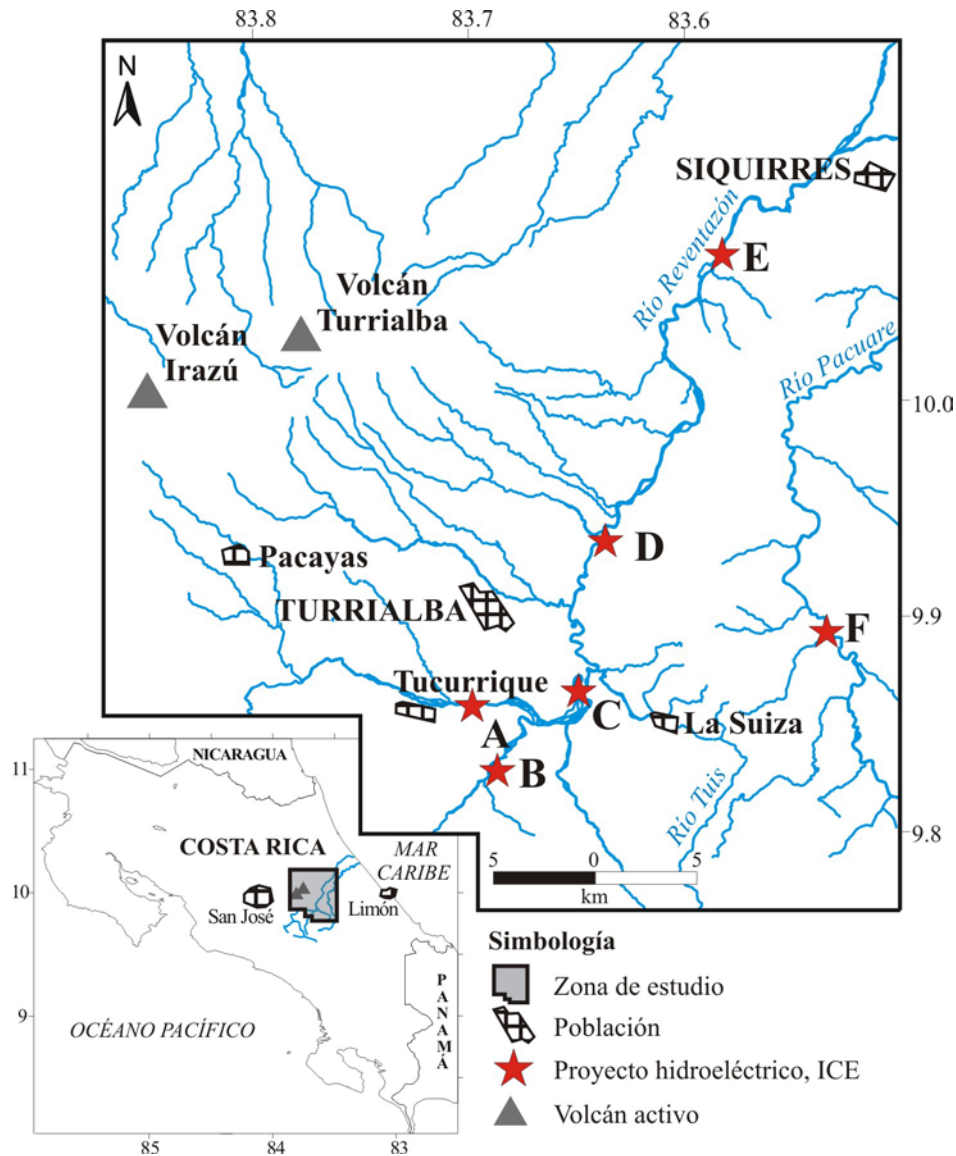
## 2. UBICACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio abarca un área de 1 704 km<sup>2</sup>, entre las coordenadas geográficas 9°45'–10°10' latitud norte y 83°30'–83°52' longitud oeste (coordenadas Lambert 194–239 Norte y 551–591 Oeste, Costa Rica Norte). Políticamente, corresponde con parte de los cantones de Turrialba, Jiménez, Paraíso y Alvarado, de la provincia de Cartago, y Siquirres, Guácimo y Pococí, de la provincia de Limón. Esta área está comprendida en las hojas topográficas Bonilla, Tucurrique, Pejibaye, Carrillo e Istarú (1:50 000 del Instituto Geográfico Nacional, IGN).

Las ciudades más importantes de la zona son Turrialba y Siquirres, con una población urbana de 27 000 y 15 000 habitantes, respectivamente (INEC, 2001). Otras poblaciones importantes son Tucurrique, Pacayas y La Suiza (Fig. 1). En total, la zona de estudio es habitada por alrededor de 150000 personas (INEC, 2001).

### *Principales obras de infraestructura*

La obra de infraestructura más importante de la zona de estudio es la planta hidroeléctrica Angostura, inaugurada por el ICE en el año 2000. Desde la década de 1970 esta institución ha estudiado varios proyectos hidroeléctricos en la zona, entre ellos: Angostura, Guayabo, Reventazón, Tucurrique, Pacuare y Gato (Fig. 1 y Cuadro 1). Otros proyectos, como la planta hidroeléctrica Cachí y el P. H. Siquirres, se ubican muy cerca de los límites del área estudiada.



**Figura 1:** Ubicación geográfica del área de estudio. Las letras representan los proyectos hidroeléctricos que el ICE ha estudiado o desarrollado en la zona: A. Tucurrique; B. Gato; C. Angostura, D. Guayabo; E. Reventazón y F. Pacuare.

Actualmente, se encuentra en la fase de factibilidad el P. H. Reventazón, ubicado al SW de Siquirres, para el cual se pretende una capacidad anual de 980 GWh. También se desarrolla el P. H. La Joya, el cual es un proyecto privado, que se relaciona con el ICE bajo el esquema BOT (construir–operar–transferir).

Otras obras importantes que atraviesan el área de estudio son el gasoducto de RECOPE, las líneas de transmisión eléctrica del ICE y las carreteras nacionales.

**Cuadro 1:** Algunas características importantes de los proyectos hidroeléctricos que el ICE ha estudiado o desarrollado en la zona de estudio (Madrigal *et al.*, 1984; Valdés *et al.*, 1984; Valdés y Mora, 1985; ICE, 1991a; ICE, 1991b; Alvarado *et al.*, 1998 y CENPE, 1998)

P. H.	Angostura	Reventazón	Guayabo	Tucurrique	Pacuare	Gato
Río	Reventazón	Reventazón	Reventazón	Reventazón	Pacuare	Pejibaye
Potencia	180 MW	286 MW	245 MW	210 MW	156 MW	85,7 MW
Capacidad anual	980 GWh	1448 GWh	1435 GWh	1000 GWh	709 GWh	539,5 GWh
Volumen embalse	10,9 Hm <sup>3</sup>	129 Hm <sup>3</sup>	3,5 Hm <sup>3</sup>	67 Hm <sup>3</sup>	300 Hm <sup>3</sup>	190 Hm <sup>3</sup>
Tipo de presa	Enrocamiento	Gravedad RCC	Enrocamiento y concreto tipo gravedad	———	Tipo RCC	Enrocamiento y concreto tipo gravedad
Altura de presa	36	145 m	43,5 m	———	150 m	———

### 3. METODOLOGÍA

El estudio de las deformaciones y dislocaciones corticales de edad Cuaternario es parte de la rama de la geología llamada neotectónica. En esta investigación, el análisis neotectónico se realizó considerando las características geomorfológicas que están relacionadas con la actividad neotectónica, es decir, con la expresión superficial de las deformaciones ocurridas durante los últimos 1,6 millones de años (a partir del límite Terciario–Cuaternario).

La investigación en neotectónica se basa principalmente en la búsqueda de evidencias de deformación relacionada con depósitos recientes y geoformas juveniles. Su metodología incluye un análisis minucioso del terreno y una detallada cronología, por lo que está íntimamente relacionada con otras ramas de la geología, como: geomorfología, morfotectónica, geología estructural, geología del Cuaternario, sedimentología, estratigrafía y sismología y otras disciplinas como geodesia y arqueología. En este estudio, se utilizan especialmente conceptos de morfotectónica (o geomorfología tectónica) que estudia las formas del relieve relacionadas con la actividad tectónica.

En neotectónica, es fundamental el uso de imágenes de sensores remotos y el trabajo de campo. Se buscan especialmente geoformas y depósitos recientes (lacustres, aluviales y coluviales) que son particularmente sensibles a los movimientos tectónicos y por ello, pueden proveer evidencias claras de fallamiento, plegamiento o basculamiento. Las dataciones y el análisis de datos sismológicos y geodésicos son un importante complemento al estudio geomorfológico de detalle.

El desarrollo de esta investigación involucró los siguientes aspectos:

1. Recolección de todo el material bibliográfico relacionado con neotectónica, sismicidad y amenaza sísmica.
2. Búsqueda de imágenes para el análisis de sensores remotos, especialmente en el banco de fotografías aéreas de la Escuela Centroamericana de Geología y en IGN. El Anexo 1 contiene un listado de las líneas de fotografías aéreas y otras imágenes utilizadas.

3. Reconocimiento y descripción de todos los lineamientos geomorfológicos que sugieren ser fallas neotectónicas a partir de un minucioso análisis de sensores remotos. Para dibujar y describir el recorrido de la traza de los lineamientos geomorfológicos se utilizaron como base las hojas topográficas Bonilla, Carrillo, Istarú, Pejibaye y Tucurrique (escala 1:50 000 del IGN). Se elaboró el mapa 1, el cual muestra los lineamientos geomorfológicos clasificados de acuerdo con su grado de expresión superficial en tres categorías: prominente, moderado y débil (véase capítulo 3, para el significado de esta terminología).
4. Visitas al campo para buscar evidencias de actividad neotectónica y con ello identificar cuales de los lineamientos geomorfológicos corresponden con fallas activas, neotectónicas o posiblemente neotectónicas (véase capítulo 3, para el significado de esta terminología). El trabajo de campo incluyó la medición de planos de fallas y buzamientos y también la identificación de las unidades litológicas que son afectadas por las fallas identificadas.
5. Relocalización de los eventos sísmicos registrados por la RSN entre 1992 y 2002, cuya ubicación epicentral se encuentra en el área entre las coordenadas 9°45'–10°10' latitud norte y 83°30'–83°52' longitud oeste. Tomando en cuenta la cercanía de la localización epicentral a la traza de las fallas identificadas, se asoció el origen de algunos sismos con el fallamiento de la zona. Otras consideraciones del análisis de la sismicidad se discuten más adelante.
6. Compilación de la geología de la zona a partir de referencias bibliográficas y elaboración del mapa 2, que relaciona la distribución en superficie de las unidades litoestratigráficas y el fallamiento identificado a partir de aspectos estratigráficos, geomorfológicos y sismológicos. El fallamiento es mostrado de acuerdo con su grado de actividad, en tres categorías: fallas activas, neotectónicas y posiblemente neotectónicas.
7. Caracterización de la geometría y determinación del grado de actividad y el potencial sísmico del fallamiento, tomando en cuenta aspectos estratigráficos, geomorfológicos y sismológicos. Para la mayoría de las fallas, se determinó la longitud en superficie, el rumbo promedio, la inclinación, el sentido de movimiento, el grado de actividad y el sismo máximo que podría generar.

### ***Análisis de la sismicidad***

Fueron seleccionados de la base de datos de la RSN todos los sismos superficiales (profundidad < 30 km) registrados durante un período de 11 años, desde enero de 1992 hasta diciembre

del 2002 y localizados entre las coordenadas geográficas  $9^{\circ}45'-10^{\circ}10'$  latitud norte y  $83^{\circ}30'-83^{\circ}52'$  longitud oeste.

Estos sismos fueron relocalizados utilizando el programa HYP (*The Hypocenter Program*) incluido en el sistema de análisis sísmológico SEISAN (*The Earthquake Analysis Software*, Havskov y Ottemöller, 2001). La identificación de los arribos de las fases P y S (necesaria para la localización) y la determinación de la duración y la amplitud de los sismos (necesarias para la estimación de la magnitud) se realizó utilizando el programa MULPLT (*Trace plotting, phase picking and spectral analysis* del SEISAN).

La calidad de la localización de los sismos fue clasificada en las siguientes categorías:

- **Calidad A:** sismos con una incertidumbre menor a 6,0 km en latitud, longitud y profundidad.
- **Calidad B:** sismos con una incertidumbre que varía en un ámbito de 6,1 a 10 km, ya sea en latitud, longitud y/o profundidad.
- **Calidad C:** sismos con una incertidumbre mayor a 10 km, en latitud, longitud y/o profundidad. Los sismos registrados en sólo tres estaciones fueron considerados de calidad C.

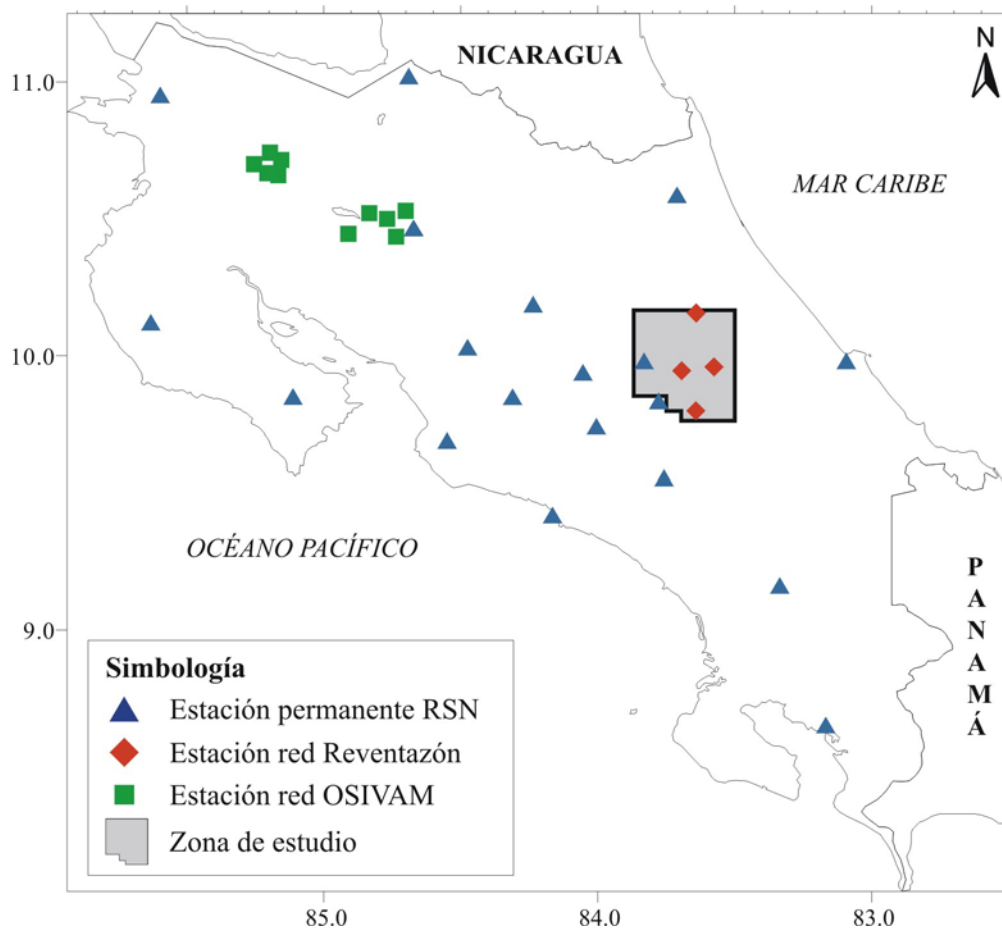
Se estimaron las magnitudes coda ( $M_c$ ) y local ( $M_L$ ) para todos los sismos de calidad A localizados dentro del área de estudio. Se elaboraron mecanismos focales, utilizando el programa FOCMEC (también del sistema SEISAN) para los sismos con mayor número de lecturas de polaridad de la onda P (más de 12) y se seleccionaron los mecanismos con las mejores soluciones. Además, se estimó la magnitud momento ( $M_w$ ) para los sismos en los que se calcularon los mecanismos focales.

#### *Red de sismógrafos*

La Red Sísmológica Nacional (RSN), conformada por la Sección de Sísmología, Vulcanología y Exploración Geofísica de la UCR y la Unidad de Amenazas y Auscultación Sismo-volcánica del ICE, se encarga desde 1974 de vigilar la actividad sísmica y volcánica del país.

La RSN posee 20 estaciones permanentes distribuidas en todo el territorio nacional. Adicionalmente, posee 11 estaciones controladas por el Observatorio Sísmológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM-ICE) y una red local compuesta por 4 estaciones de tres componentes y período corto, ubicadas en la zona de Turrialba y Siquirres. Esta red local, llamada red Reventazón, comenzó a funcionar en julio del 2002 y pretende monitorear la sismicidad de la zona por un período de aproximadamente dos años. La figura 2 muestra la ubicación de las estaciones de la RSN en el territorio costarricense y el Anexo 2, la altura y las coordenadas en las que se encuentran estas estaciones.





**Figura 2:** Distribución geográfica de las estaciones de la Red Sismológica Nacional. Otros detalles de la ubicación geográfica son mostrados en el Anexo 2.

La RSN está equipada principalmente por estaciones con sismómetros de una componente vertical de período corto. Los sismos se registran continuamente en cada una de las estaciones sismológicas y se transmiten por telemetría o vía telefónica hasta el centro de registro, que se localiza en el Laboratorio de Sismología de la Escuela Centroamericana de Geología. Desde 1992, las formas de onda han sido registradas digitalmente.

#### *Modelo de corteza*

Los sismos se localizaron usando el modelo de velocidad unidimensional de la onda P que utiliza la RSN en sus localizaciones de rutina. Este modelo combina el propuesto por Matumoto *et al.* (1977) para la zona norte de Costa Rica, con los datos sísmicos adquiridos entre 1995 y 1996 por el grupo de TICOSECT (Geomar, ICE, UCR y universidades de Barcelona y Liepzipt), en la zona de Marbella y Dominical–Matina (Rojas W., 2003, com. personal). El Cuadro 2 muestra las cinco capas

que involucra este modelo de corteza, tal y como se utiliza en la sección de sismología de la Escuela de Geología (archivo STATION0.HYP del SEISAN).

**Cuadro 2:** Modelo de corteza utilizado en la localización de los sismos.

Número de capa	Velocidad (km/s)	Profundidad (km)
1	3,5	0,0
2	6,2	7,2
3	6,6	16,0
4	7,9	41,0
5	8,2	> 80,0

### *Potencial sísmico*

La determinación de la magnitud máxima del terremoto que puede producir una falla activa (o neotectónica) conocida es una de las aplicaciones más directas de las observaciones sismotectónicas. Esta estimación es muy importante, ya que el cálculo de la amenaza sísmica, tanto probabilístico como determinístico, requiere de una estimación del potencial sísmico de las fuentes generadoras de la zona específica que se quiere estudiar.

El método más frecuente utilizado para la determinación del potencial sísmico de una falla, es el uso de regresiones que relacionen el tamaño de un evento (usualmente la magnitud momento,  $M_w$ ) con un parámetro característico de la falla, tal como: el área de ruptura, la longitud de la superficie de ruptura, el máximo desplazamiento por evento, entre otros. Esta metodología constituye una buena alternativa para expresar con precisión el potencial sísmico, ya que durante el corto período de tiempo que representa el registro instrumental e histórico usualmente no ocurre un evento que refleje el verdadero potencial de una falla.

En esta investigación se utilizan las relaciones empíricas propuestas por Wells y Coppersmith (1994), en las cuales se utilizó una base de datos con 421 terremotos ocurridos alrededor del mundo. Estas relaciones fueron calculadas para fallas con cualquier tipo de movimiento (inversas, normales, de rumbo y oblicuas). Se asume que las fallas de la zona de estudio siguen el modelo del terremoto característico, según el cual las fallas tienden a generar terremotos con una magnitud máxima determinada.

De acuerdo con Wells y Coppersmith (1994), la magnitud momento ( $M_w$ ) se relaciona con la longitud de la superficie de ruptura ( $L$  en km), según la siguiente ecuación:

$$M_w = 5,08 + 1,16 \log (L)$$

Y con el área de ruptura ( $RA$ , en  $\text{km}^2$ ) por la siguiente relación:

$$M_w = 4,07 + 0,98 \log (RA)$$

El potencial sísmico fue estimado utilizando la relación Mw–longitud de ruptura, para fallas con más de 15 km de largo, suponiendo una ruptura a lo largo de toda la longitud de la falla. Esta restricción se realizó debido a que la relación de Wells y Coppersmith (1994) es poco precisa para fallas cortas. En el caso de fallas con longitudes menores a 15 km, se utilizó la relación Mw–área de ruptura, suponiendo áreas cuadradas. En el caso de las fallas ubicadas en las cimas de los volcanes Irazú y Turrialba, se utilizó la relación Mw–área de ruptura, asumiendo un área rectangular en la que las fallas por encontrarse en edificios volcánicos activos, no alcanzan profundidades mayores a 5 km.

#### 4. TRABAJOS ANTERIORES

La zona de Turrialba y Siquirres ha sido objeto de numerosas investigaciones de tipos geológico, neotectónico, sismológico y de amenaza sísmica. El ICE es la institución que ha patrocinado la mayoría de estos estudios, como parte de los proyectos hidroeléctricos que ha estado desarrollando en la zona desde la década de 1970, entre ellos: Angostura, Reventazón, Guayabo, Palomo, Pacuare y Siquirres. La Escuela Centroamericana de Geología, por otro lado, ha promovido el cartografiado geológico de gran parte de los cantones de Turrialba y Siquirres. Esta información está contenida en dos campañas geológicas (1986 y 1996), varias tesis de grado y decenas de artículos científicos. A continuación se mencionan las principales investigaciones que han sido realizadas en la zona en cuestión.

##### *Geología*

Desde el punto de vista geológico y geotécnico, la zona de estudio ha sido detallada en los estudios de Dondoli y Torres (1954), Escalante (1966), Malavassi (1967), Krushensky (1972), Rivier (1973), Berrangé (1977), Madrigal *et al.* (1984), Madrigal (1985), Sáenz (1985), Fernández (1987), Cervantes (1988, 1989), Pérez (1989), Valverde (1989), Granados *et al.* (1990), Mora *et al.* (1990), Salazar (1996), Alvarado y Leandro (1999), entre otros. Además, la Escuela Centroamericana de Geología ha desarrollado en la zona dos campañas geológicas en los años 1986 y 1996. De esta forma, parte de la zona de estudio se encuentra detallada geológicamente a escala 1:10 000 en los trabajos de Bustos (1986), González (1986), Morales (1986), Ortiz (1986), Quesada (1986), Ruiz (1986), Siercke (1986), Vargas F. (1986) y Vargas J. (1986) y a escala 1:25 000 en los informes de Chavarría (1996), Pérez (1996), Rojas (1996) y Sibaja (1996).

Otros trabajos realizados en la zona han sido dirigidos a precisar ciertas formaciones geológicas o aspectos específicos de dichas unidades. Entre ellos destacan la investigación de Cervantes y Soto (1988) para la Formación Guayacán, la de Laurito (1996) para la Formación Uscari, la efectuada por Aguilar (1997, 1999) para la Formación Punta Pelada y la realizada por Alvarado y Pérez (1999) para la Formación Doán.

Estos estudios en conjunto describen casi en su totalidad la columna estratigráfica de la cuenca de Limón Sur, expuesta en gran parte de las hojas topográficas Tucurrique y Bonilla (escala 1:50 000 del IGN).

### ***Neotectónica***

Los estudios del fallamiento activo en la zona de Turrialba y Siquirres han sido más escasos que los de índole puramente geológica. Estudios neotectónicos a escala regional, como los de Montero y Morales (1990), Montero (1994), Boschini *et al.* (1995), Fernández (1996), Fernández y Pacheco (1998), Fernández y Rojas (2000), Marshall *et al.* (2000), Montero (2001) y Montero (en prensa) mencionan o describen brevemente el fallamiento en la zona de Turrialba. En forma similar, algunos lineamientos y fallas han sido descritos con poco detalle en estudios locales, como los de Berrangé y Whittaker (1977), Madrigal (1985), Fernández (1987), Cervantes (1988), Soto (1988) y Salazar (1996).

Reconocimientos neotectónicos más detallados han sido realizados por Soulas (1989), Soulas (1992), Montero *et al.* (1993), Barquero *et al.* (1993), Alvarado *et al.* (1998), Montero *et al.* (2001) y Montero (en prensa). Alvarado *et al.* (1998) estudian un área de 1250 km<sup>2</sup> en los alrededores del P. H. Pacuare y describen lineamientos fotogeológicos en los cuales existen claras evidencias de actividad cuaternaria. Por su parte, Montero *et al.* (2001) describen con detalle la neotectónica en los alrededores de la comunidad de Tucurrique, reconociendo al menos 12 lineamientos que sugieren ser fallas neotectónicas. En forma similar, Montero (en prensa) presenta una buena descripción del sistema de fallas Atirro–Río Sucio y propone la cuenca de tracción Turrialba–Irazú formada por las fallas de este sistema.

### ***Sismología***

La Unidad de Auscultación y Amenaza Sismo–Volcánica del ICE ha desarrollado varias campañas de auscultación sismológica en la zona de Turrialba como parte de los proyectos hidroeléctricos que esta institución ha desarrollado en la zona. Entre ellas, las realizadas para Angostura en 1980 (Ávila, 1980, Climent *et al.*, 1986), Guayabo en 1983 (Climent, 1983, 1985, 1987), Palomo en 1985 (Climent, 1987) y Siquirres entre 1986 y 1989 (Boschini, 1989).

En cada una de estas campañas sismológicas se instaló una red de 4 a 5 estaciones. El objetivo de estos estudios fue principalmente determinar posibles alineaciones sísmicas que podrían estar asociados con fallas y con ello obtener información que contribuyera a determinar la amenaza sísmica de cada uno de los proyectos. Sin embargo, en todos los casos, la sismicidad se presentó en forma muy dispersa dificultando su análisis (Climent, 1989).

Algunos detalles de la sismicidad local también han sido incluidos en tesis de grado. Por ejemplo, Sáenz (1985) y Madrigal (1985) describen muy brevemente la sismicidad de la zona con base

en sismos históricos y con la ayuda de las redes de estaciones portátiles instaladas por el ICE, en 1980 y 1983, respectivamente. En ambos casos, el análisis de la información sismológica fue insuficiente.

El estudio de Boschini (1989) posee una recopilación de los sismos históricos que han afectado a la zona caribeña a partir del siglo XVIII. Este trabajo contiene un análisis de la sismicidad local en los alrededores del P. H. Siquirres utilizando una red de 3 a 4 estaciones portátiles instalada por el ICE en 1986.

Un análisis de la sismicidad para la región central de Costa Rica fue realizado por Montero (1994), Boschini *et al.* (1995), Fernández y Pacheco (1998) y Marshall *et al.* (2000). Estos estudios describen la actividad sísmica en las estribaciones de la cordillera de Talamanca, mostrando una concentración de sismos al sur de la comunidad de Pejibaye. Esta actividad, que ocurrió en julio de 1993, es descrita por Montero *et al.* (1993), quienes analizan la información sismológica y geotécnica obtenida a partir de los principales eventos sísmicos de esta secuencia.

### ***Amenaza sísmica***

En la zona de Turrialba se han realizado estudios de amenaza sísmica como parte del desarrollo de algunos proyectos hidroeléctricos, entre ellos Angostura (Barquero *et al.*, 1993; Laporte y Rodríguez, 1994), Pacuare (Alvarado *et al.*, 1998) y La Joya (Montero *et al.*, 2001). En el caso de la planta hidroeléctrica Angostura se utilizaron las dos metodologías que regularmente se emplean a nivel mundial para determinar la amenaza sísmica: el método determinístico (en Barquero *et al.*, 1993) y el probabilístico (en Laporte y Rodríguez, 1994). En el caso del P. H. Pacuare, la amenaza sísmica se determinó en forma preliminar utilizando un método determinístico (Alvarado *et al.*, 1998).

Boschini *et al.* (1995) estiman las aceleraciones máximas que se podrían presentar en diferentes zonas de interés para el ICE, de acuerdo con aceleraciones registradas a partir de 1990. Otros registros de aceleraciones han sido analizados en el trabajo de Montero *et al.* (1993), quienes reconocieron valores de aceleraciones pico máximas de 74,5% del valor de la gravedad, registradas por la red acelerográfica del ICE para el sismo ocurrido el 10 de julio de 1993 (5,7 Ms) con epicentro en Pejibaye de Jiménez. Además, analizan la distribución de los daños generados por los principales sismos de esta secuencia y estiman las magnitudes máximas que podrían generar algunas de las fallas importantes de la zona.

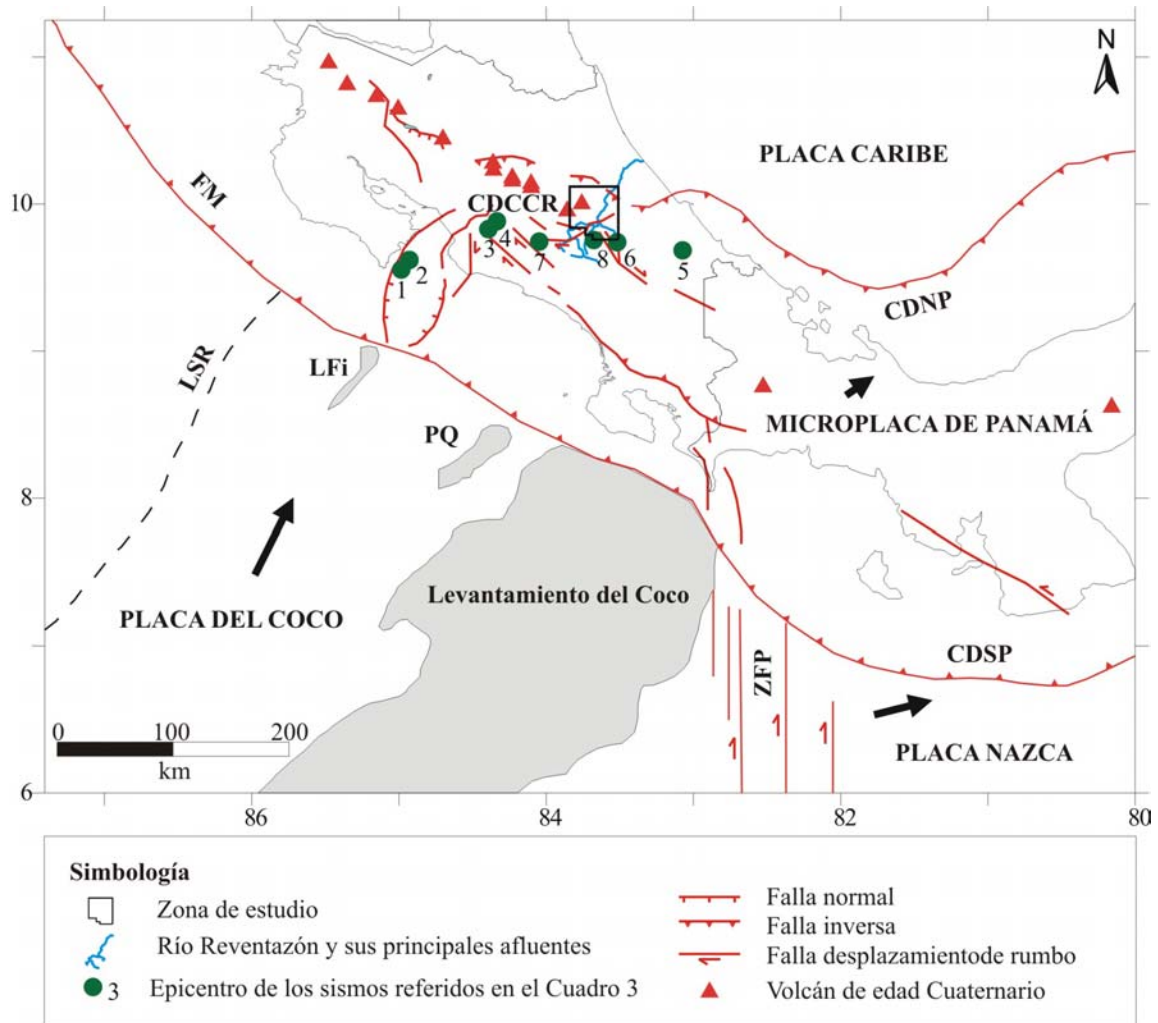
Montero *et al.* (2001) evalúan la amenaza sísmica en términos de la aceleración del suelo (PGA) para la zona de Tucurrique. El valor de aceleración máxima (PGA) obtenido es de 6,68 m/s<sup>2</sup> para un período de retorno de 500 años. Este valor es considerado relativamente alto.

## II. CONTEXTO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

Costa Rica se ubica en un contexto tectónico y geológico complejo. El país se localiza sobre la placa Caribe y la microplaca de Panamá, bajo las cuales se subduce la placa del Coco a lo largo del margen pacífico del territorio. Al sureste, las placas Nazca y del Coco interactúan a lo largo de una larga falla transformada dextral, denominada Zona de Fractura de Panamá, ZFP. En la parte central del país, existe una zona de deformación de rumbo aproximado este-oeste, que incluye un complejo sistema de fallas activas de diversas geometrías, las cuales definen el límite incipiente oeste de la microplaca de Panamá, denominado Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, CDCCR (Montero, 2001). El área de estudio se localiza en el extremo oriental de esta zona de deformación (Fig. 3).

En el contexto morfotectónico de un arco de islas, la zona de estudio incluye una parte del arco interno, correspondiente con la cordillera volcánica Central, y una parte de la zona trasarco, correspondiente con la cuenca sedimentaria terciaria Limón Sur. El arco interno de Costa Rica atraviesa con un rumbo aproximado N60°W el interior del territorio costarricense, desde el límite con Nicaragua hasta la frontera con Panamá. Está caracterizado por un basamento volcánico-sedimentario del Terciario, intruido por cuerpos plutónicos y sobreyacido parcialmente por plataformas ignimbríticas, estratovolcanes cuaternarios y sedimentos de pie de monte (Alvarado *et al.*, 1986). El área de estudio abarca la parte del arco interno que corresponde con el extremo suroriental de la cordillera volcánica Central, donde se ubican los estratovolcanes Irazú y Turrialba.

La zona trasarco está constituida por las cuencas sedimentarias terciarias Limón Norte y Limón Sur. El área de estudio incluye parte de la cuenca de Limón Sur, la cual se extiende desde Turrialba hasta la provincia de Bocas del Toro, en territorio panameño. Esta región se caracteriza por presentar una llanura costera poco desarrollada, altas montañas cerca de la costa y una sedimentación aluvial en la faja costera, de granulometría muy gruesa. Además, presenta estructuras como fallas inversas, fallas de desgarre y pliegues asociados que manifiestan un ambiente tectónico compresivo. En total, el relleno sedimentario de la cuenca de Limón Sur tiene 7000 m de espesor y abarca un ámbito del tiempo geológico que va desde el Campaniano tardío hasta el Plioceno, época en la que ocurrió su colmatación definitiva (Astorga *et al.*, 1991; Bottazzi *et al.*, 1994). En la zona de estudio se ha reconocido nueve unidades litoestratigráficas principales de edad Terciario, las cuales describen, casi en su totalidad, la columna estratigráfica de esta cuenca sedimentaria.



**Figura 3:** Ubicación de la zona de estudio en el contexto tectónico de Costa Rica y el oeste de Panamá. Las flechas rellenas indican las direcciones de los movimientos relativos de las respectivas placas en relación con la placa Caribe (Modificado de Montero, 2001). Las siglas CDCCR, CDSP y CDNP son respectivamente: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, Cinturón Deformado del Sur de Panamá y Cinturón Deformado del Norte de Panamá. El significado de otras siglas se encuentra en el índice de abreviaturas.

## 1. CINTURÓN DEFORMADO DEL CENTRO DE COSTA RICA

Entre 1990 y 1993 Costa Rica sufrió la peor crisis sísmica del siglo XX, en lo que a pérdidas económicas se refiere. En total, ocho eventos sísmicos provocaron daños importantes en la región central del país (Cuadro 3), entre ellos los más significativos fueron los terremotos de Cóbano (7,0 Mw), Piedras Negras (5,9 Mw), Limón (7,7 Mw) y Pejibaye (5,8 Mw).

Las consecuencias provocadas por esta fuerte actividad sísmica fueron muy notables: 51 personas perdieron la vida, más de 1000 resultaron heridas, cerca de 6750 viviendas fueron destruidas y otras 8250 sufrieron daños graves (Santana *et al.*, 1990; Montero *et al.*, 1993 y Morales, 1994). Las líneas vitales como carreteras, puentes, puertos y acueductos fueron seriamente afectadas,

especialmente por el terremoto de Limón de 1991 (7,7 Mw), el cual ocasionó daños calculados en 21 991,9 millones de colones (Morales, 1994). Otros sectores afectados fueron la agricultura, la energía, la salud y la educación.

**Cuadro 3:** Características de los sismos destructivos que ocurrieron en la región central de Costa Rica entre 1990 y 1993 (Barquero *et al.*, 1991; Montero 1994 y 2001). La figura 3 muestra la ubicación epicentral de estos eventos.

#	Fecha	Hora	Zona epicentral	Magnitud	Origen	Mecanismo focal
1	25-03-1990	13:16	Cóbano	6,0 Mw; 5,8 mb	¿Falla Tortugas ó Subducción?	Sinistral con fuerte componente inversa.
2	25-03-1990	13:23	Cóbano	7,0 Mw; 6,2 mb	¿Falla Tortugas ó Subducción?	Sinistral con fuerte componente inversa.
3	30-06-1990	14:51	Puriscal	5,1 Ms; 5,2 mb	Falla Víbora	Dextral con leve componente inversa
4	22-12-1990	17:27	Piedras Negras	5,9 Mw; 5,7 Ms; 5,2 mb	Falla Virilla	Sinistral
5	22-04-1991	21:56	Limón	7,7 Mw; 6,3 mb	Falla Limón	Inverso
6	24-04-1991	19:13	Tuis	6,1 Ms; 5,7 mb	¿Falla Kabébeta?	Dextral
7	9-08-1991	09:34	Frailes	4,8 Ms; 4,6 mb	Falla Frailes	Dextral con leve componente normal
8	10-07-1993	20:41	Pejibaye	5,8 Mw; 5,7 Ms; 5,2 mb	Sistema de fallas Simarí	Sinistral con componente normal.

A raíz de esta crisis sísmica, se visualizó que efectivamente la región central de Costa Rica corresponde con un ancho sistema de fallas que atraviesa transversalmente al país, desde la fosa Mesoamericana, en el lado pacífico, hasta el Cinturón Deformado del Norte de Panamá, en el sector Caribe (Montero, 2001). En efecto, todos los sismos destructivos que afectaron el centro de Costa Rica durante el inicio de la década de 1990, ocurrieron en fallas de diferente tipo y geometría, ubicadas a lo largo de la región central del territorio (Cuadro 3, Fig. 3). Este complejo sistema de fallas se denomina Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) y constituye el límite entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá (Montero, 1994, 1999, 2001; Fisher *et al.*, 1994; Marshall *et al.*, 2000).

La sismicidad superficial que caracteriza la región central de Costa Rica fue relacionada por primera vez con un límite interplaca por Montero y Dewey (1982), quienes sugirieron la existencia de una zona de falla transformada sinistral a través del Valle Central. Astorga *et al.* (1991) denominaron esta zona como Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica, la cual divide el país en dos segmentos (norte y sur) con características diferentes, en cuanto al relleno sedimentario, el magmatismo y el estilo de deformación estructural.

El CDCCR incluye fallas y pliegues neotectónicos de diversa geometría, pero en general, pueden identificarse tres dominios (Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001): en el antearco o sector pacífico las fallas son predominantemente de desplazamiento normal (con rumbo NE); en el arco interno son inversas (WNW) y de desplazamiento de rumbo dextral (NW) y sinistral (ENE y NE), y en el



sector caribeño predominan las fallas inversas y los pliegues antiformas (ambos de rumbo NW). Estos sistemas de fallas están incluidos en una zona de aproximadamente 100 km de ancho, y transfieren un desplazamiento desde el Pacífico hasta el sector caribeño, mediante movimientos traslacionales y rotacionales entre los diversos bloques tectónicos que constituyen la zona límite interplaca (Montero, 1994 y 2001). Una descripción detallada del CDCCR se encuentra en Montero (2001).

El origen de las fallas neotectónicas de este límite incipiente de bloques puede estar asociado con la colisión del levantamiento del Coco con el sureste de Costa Rica. De acuerdo con López (1999), los esfuerzos que imprime la indentación del levantamiento del Coco explican satisfactoriamente el patrón en “X” (NW–SE y NE–SW) que posee el rumbo de las fallas observadas en casi cualquier parte de Costa Rica.

El evento de colisión del levantamiento del Coco provoca el desplazamiento tectónico de la microplaca de Panamá con respecto de la placa Caribe y genera una zona de deformación que tiene más de cien kilómetros de ancho. Las fuerzas asociadas con esta colisión provocan el desplazamiento tectónico de la microplaca de Panamá con respecto de la placa Caribe, generando una fuerte compresión sobre el sector noreste del Caribe costarricense y hacia el noroeste en la cordillera volcánica Central (Montero, 2001). Adicionalmente, Marshall *et al.* (2000) sugirieron que este fallamiento también es controlado por la subducción de montes submarinos, que provoca el levantamiento localizado del antearco y por la subducción somera de corteza oceánica engrosada y rugosa (no sólo limitada al levantamiento del Coco), que incrementa la tracción basal de la placa cabalgante y desplaza hacia el área trasarco el bloque oeste de Panamá. Según Astorga *et al.* (1991), este sistema de fallas ha estado activo desde el Eoceno Superior–Oligoceno y su formación fue inducida por el acercamiento relativo de las placas Norteamericana y Suramericana.

Otros estudios como los de Fernández (1996) y Fernández y Pacheco (1998), describen la región central de Costa Rica como una zona de alta sismicidad y con gran cantidad de fallas neotectónicas, no obstante; se desestima la existencia de un límite interplaca a través del centro del país. Estos autores no encuentran argumentos de tipo sismológico, sismotectónico o geofísico, que respalden el CDCCR, al considerarlo como una simple falla sinistral de rumbo este–oeste y no como una ancha zona de deformación que en conjunto constituye un límite interplaca incipiente (Montero, 2001).

Desde el siglo XIX, el CDCCR ha sido el origen de 19 terremotos, entre ellos el terremoto de Cartago (o Santa Mónica) del 4 de mayo de 1910 (6,4 Ms), que corresponde con el peor desastre de la historia de Costa Rica en lo que a número de víctimas se refiere, con un trágico saldo de más de 300 víctimas (Montero y Miyamura, 1981). Otros terremotos ocurridos en la región central del país son los siguientes (Montero, 1989 y Fernández y Rojas, 2000): San Estanislao de 1822 (7,5 Ms), Cartago de

1841 (5,8 Ms), Fraijanes de 1851 y 1888 (5,5 y 5,8 Ms), Tablazo de 1910 (5,2 Ms), Toro Amarillo de 1911 y 1955 (6,1 y 5,8), Sarchí de 1912 (6,2 Ms), Tres Ríos de 1912 (5,2 Ms), Orotina de 1924 (7,0 Ms), Paraíso de 1951 (5,2 Ms), Patillos de 1952 (5,9 Ms), Limón (1953) y Buena Vista de 1983 (6,2 Ms).

Este agitado pasado se traduce en una alta amenaza sísmica para el centro de Costa Rica, región en la que se concentra más de la mitad de la población del país, así como las principales actividades económicas. Para el Valle Central, se ha estimado un período de recurrencia de sismos superficiales de magnitud intermedia de  $29,5 \pm 9,9$  años (Montero, 1986) y una aceleración máxima del terreno de  $2,65\text{--}3,05\text{m/s}^2$  para un período de retorno de 50 años (Fernández y Rojas, 2000).

## 2. ESFUERZOS NEOTECTÓNICOS

De acuerdo con datos sismológicos, geomorfológicos, vulcanológicos y estructurales Montero y Morales (1990) y Montero (1994) definieron la trayectoria del Esfuerzo Compresivo Horizontal Máximo (ECHM) en la región de Costa Rica. De acuerdo con estos autores, la dirección del ECHM cambia significativamente entre el sector pacífico y el resto del territorio costarricense.

En la región antearco (sector pacífico), el ECHM tiene una dirección N30°E, es decir paralelo al vector de movimiento relativo de la placa del Coco respecto de la Caribe. En el arco interno (Valle Central y cordilleras Central y de Talamanca), el ECHM tiene un rumbo que varía entre N0°E y N10°E (Montero, 1994; Montero *et al.*, 1992 y Arias y Denyer, 1994). Esta orientación es apoyada por el alineamiento de estratovolcanes simples, conos piroclásticos, calderas y cráteres de explosión, con un rumbo predominante norte-sur, en los volcanes Platanar-Porvenir, Poás, Barva e Irazú (Alvarado, *et al.*, 1986). Al este de la cordillera de Talamanca, en el área trasarco, la dirección del ECHM es nuevamente N30°E (Montero, 1994).

La rotación de 20° a 30° al pasar de la zona de convergencia entre las placas del Coco y Caribe al arco interno y la zona noreste de Costa Rica, es explicada como una consecuencia de la subducción somera del levantamiento del Coco bajo el sureste de Costa Rica (Kolarsky *et al.*, 1995). Este evento, que pudo haber comenzado hace 3,6–5 millones de años (Collins *et al.*, 1995; Kolarsky *et al.*, 1995) ha generado un patrón de esfuerzos principales máximos que en vista de planta tiene forma de abanico (Montero y Morales, 1990 y Montero, 1994). Estos esfuerzos se propagan desde la zona de colisión en frente de las penínsulas de Osa y Burica, hasta el límite externo de la cordillera volcánica Central y la región caribeña (Montero, 2001).

### 3. ESTRATIGRAFÍA DEL TERCIARIO

En la zona de estudio se han reconocido nueve unidades litoestratigráficas del Terciario. El mapa 2 muestra la distribución geográfica de estas unidades en la zona de estudio y la figura 4 su ubicación en el tiempo geológico. A continuación se ofrece una breve descripción de algunas características que poseen estas unidades estratigráficas en la zona de Turrialba y Siquirres.

#### ***Formación Tuis***

Constituye la unidad estratigráfica más antigua de la zona de estudio, abarcando la mayoría de las rocas depositadas durante todo el Paleoceno y gran parte del Eoceno (Bottazzi *et al.*, 1994). Agrupa principalmente brechas y conglomerados, así como algunos estratos de arenitas y lutitas, expuestos en la margen derecha del río Pacuare y en los alrededores del poblado de Tuis, el río Platanillo y en las quebradas Danta, Alcantarilla y Ganga (Fernández, 1987). El espesor de estas rocas supera los 3000 m en el área de Turrialba (Rivier, 1973).

#### ***Formación Fila de Cal***

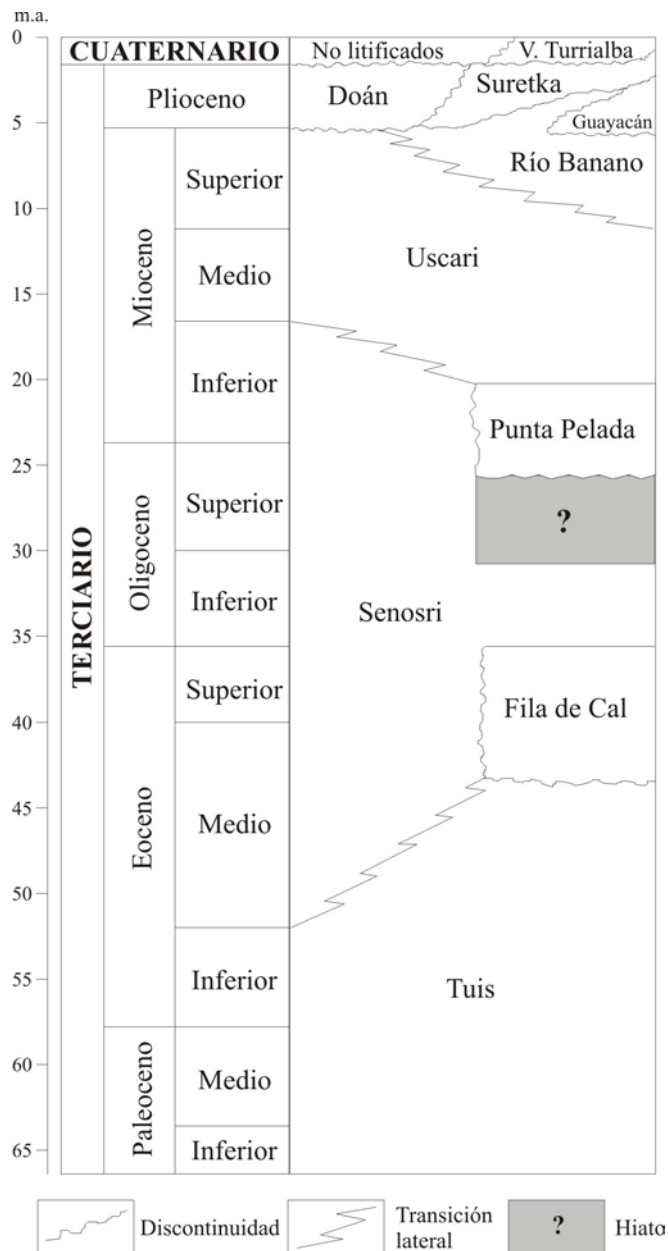
Está conformada por calizas de color blanco, depositadas durante el Eoceno Medio–Superior, las cuales en la región de Turrialba, poseen un espesor que varía entre 100 y 200 m (Salazar, 1985; Fernández, 1987 y Bottazzi *et al.*, 1994). El origen de estas rocas, está muy relacionado con el levantamiento de la cuenca, que permitió el desarrollo de extensas plataformas, en las cuales, las condiciones ambientales fueron estables, con aguas turbulentas pero sin turbidez, cálidas y oxigenadas. Por esta razón, el Eoceno Medio–Superior constituye el clímax de la sedimentación carbonatada en la región centroamericana meridional (Calvo, 1987).

En Costa Rica, esta formación se encuentra ampliamente distribuida, ya que incorpora a todas las formaciones que están constituidas por calizas con *nummulites* (Sprechmann *et al.*, 1994). En la región de Turrialba, por ejemplo, corresponde con la unidad denominada anteriormente Formación Las Ánimas, que está expuesta en la cantera Las Ánimas y en algunos otros afloramientos situados a lo largo de la vía del ferrocarril y del cauce de los ríos Reventazón y Guayabo (Fernández, 1987).

#### ***Formación Senosri***

Corresponde con arenitas, brechas calcáreas y lutitas cargadas del material carbonatado de las plataformas, incluyendo macroforaminíferos, algas, bivalvos y partes de corales (Rivier, 1973). Estos depósitos poseen un espesor de 700 m en la zona de Turrialba (Fernández, 1987) y una edad que se extiende del Eoceno Medio al Mioceno Inferior (Bottazzi *et al.*, 1994). Pueden observarse afloramientos en la margen izquierda del río Pacuare, desde la quebrada Sartén hasta el río Platanillo, y

con buenas exposiciones en las quebradas Grande y Danta, en río Blanco y en la fila Asunción (Fernández, 1987).



**Figura 4:** Columna cronoestratigráfica de las unidades estratigráficas expuestas en la zona de estudio

### ***Formación Punta Pelada***

La localidad tipo de esta formación se encuentra en la zona de Punta Pelada, en la provincia de Guanacaste (Ávila, 1980; Baumgartner *et al.*, 1984). En la zona de Turrialba está expuesta en el caserío

Jesús María, en la entrada y la plaza del caserío San Martín y en la casa de máquinas de la planta hidroeléctrica Angostura (Aguilar, 1997 y Alvarado y Leandro, 1997).

Se encuentra conformada por una secuencia de calizas (arrecifales, masivas y bioclásticas) y ocasionales brechas calcáreas, arenitas finas, calcarenitas bioclásticas y conglomerados (Baumgartner *et al.*, 1984 y Aguilar, 1997), que en conjunto poseen un espesor entre 20 y 40 m para la región de Turrialba (Fernández, 1987). La depositación de estas rocas, ocurrió sobre los depósitos de la Formación Senosri, en un ámbito que se extiende desde el Oligoceno Superior al Mioceno Inferior (Aguilar, 1997).

### ***Formación Uscari***

La localidad tipo se encuentra ubicada en la quebrada Uscari (afluente norte del río Amoura), a 60 kilómetros al oeste de la boca del río Sixaola (Hoffstetter *et al.*, 1960). Está constituida predominantemente por lutitas calcáreas, oscuras y suaves (Olsson, 1922), con un espesor de 1000 m en la región de Turrialba (Fernández, 1987) y con una edad Mioceno Inferior–Mioceno Superior (Bottazzi *et al.*, 1994).

En la zona de Turrialba, esta formación presenta afloramientos aislados en el cauce superior del río Pacayitas y en las quebradas Grande, Danta, Sartén y Ganga, sobre la margen izquierda del río Pacuare. De igual forma, está expuesta en la mayoría de los ríos y quebradas afluentes del río Reventazón, en el área comprendida entre el río Guayabo y cerca del límite norte de la hoja topográfica Tucurrique, en los ríos Guayabo, Lajas, Chitaría, Cacao y Colima (Fernández, 1987).

### ***Formación Río Banano***

Corresponde con arenitas, lutitas, y conglomerados, con un espesor mínimo de 200 m en la región de Turrialba y Siquirres (Fernández, 1987). En la zona de estudio, esta formación puede observarse expuesta en el río Chiz, en el curso medio de las quebradas Grande y Gata, en el área de Linda Vista y en los alrededores de la casa de máquinas de la planta hidroeléctrica Angostura (Alvarado y Leandro, 1997). La localidad tipo se localiza en el río Banano, en la provincia de Limón (Taylor, 1975).

Los sedimentos de esta formación fueron depositados sobre las rocas de la Formación Uscari, en un ambiente marino somero (en estuarios, deltas, llanuras de marea y abanicos deltaicos) durante el Mioceno Superior–Plioceno (Bottazzi *et al.*, 1994).

### ***Formación Alcalina Guayacán***

Incluye la secuencia de rocas ígneas, que fueron eruptadas a lo largo de posibles fracturas, hace aproximadamente 5 millones de años. Agrupa principalmente un conjunto de 25 coladas de basaltos y a

las rocas hipoabisales alcalinas (teschenitas) que intruyen a la secuencia sedimentaria anteriormente depositada (formaciones Tuis, Senosri y Uscari). Este conjunto de rocas conformó una plataforma emergida de 700 m de espesor, que posteriormente fue cubierta por sedimentos de la parte superior de la Formación Río Banano. Se puede observar en algunos tramos del río Pacuare y en los alrededores de Guayacán y Siquirres (Azambre y Tournon, 1977; Cervantes y Soto, 1988; Cervantes, 1989; Pérez, 1989). Su origen fue interpretado por Cervantes y Soto (1988) como el producto de un volcanismo de fuente mantélica directa con poca diferenciación.

### ***Formación Suretka***

El nombre de esta formación deriva de la población de Suretka (actualmente abandonada), situada a 40 kilómetros al oeste de la boca del río Sixaola (Hoffstetter *et al.*, 1960). Consiste principalmente de conglomerados y brechas, con granos que varían en tamaño desde arcillas hasta cantos de 1 m de diámetro (Taylor, 1975). El espesor total es de 1500 m (Bottazzi *et al.*, 1994), aunque en el área de la planta hidroeléctrica Angostura, es de sólo 60 m (Alvarado y Leandro, 1997). Fósiles de dinoflagelados han sido encontrados en rocas de la Formación Suretka, en algunos pozos perforados en la cuenca sedimentaria de Limón Sur (Pizarro, 1993).

Estas rocas tipifican el inicio de una sedimentación eminentemente continental, cuya depositación, ocurrida durante el Plioceno y Pleistoceno, está relacionada con el retrabajo y transporte de masas terrestres expuestas a la erosión. En la zona de estudio, esta formación se encuentra expuesta en la fila Asunción, La Suiza de Turrialba y en los alrededores de la planta hidroeléctrica Angostura y los proyectos hidroeléctricos Reventazón y Siquirres (Fernández, 1987; Cervantes, 1988; Alvarado y Leandro, 1997).

### ***Formación Doán***

Fue definida por Escalante (1966) tomando su nombre del Cerro Doán, localizado 10 kilómetros al este de Orosi. Consiste de brechas y conglomerados volcánicos con ocasionales depósitos de tobas (Alvarado y Leandro, 1997). El espesor de estas rocas es de aproximadamente 500 m en el área de Turrialba (Fernández, 1987). Esta formación cubre parcialmente a las formaciones de rocas sedimentarias marinas (como Uscari y Río Banano) y a la Formación Suretka (Fernández, 1987).

Posee afloramientos en la parte central y la esquina inferior izquierda de la hoja topográfica Tucurrique (Fernández, 1987), en la parte superior de las hojas topográficas Tapantí y Pejibaye, en las quebradas Cacao, Chitaría, Jabillos, La Flor, Camacho e Izarco (Madrigal, 1985) y en el área de la planta hidroeléctrica Angostura (Alvarado y Leandro, 1997). El origen de las rocas de la Formación Doán, es eminentemente volcánico, y fueron depositadas principalmente a partir de flujos laháricos. Su edad es posiblemente Plioceno (Alvarado y Pérez, 1999).

#### 4. UNIDADES DEL CUATERNARIO

Gran parte de la zona de estudio está cubierta por rocas depositadas durante el Cuaternario. Estas unidades de roca son particularmente importantes en estudios neotectónicos, ya que brindan mucha información sobre la edad relativa de los últimos movimientos de las fallas que las afectan.

En este estudio, las rocas de edad Cuaternario se agrupan, de acuerdo con su génesis, en dos unidades informales, denominadas: rocas provenientes de los volcanes Turrialba, Irazú y Dos Novillos y depósitos no litificados de origen sedimentario. Estas unidades cubren a todas las formaciones terciarias descritas anteriormente (Fig. 4).

##### *Rocas de los volcanes Turrialba, Irazú y Dos Novillos*

Los productos eruptivos de los volcanes Turrialba, Irazú y Dos Novillos se agruparon en una misma unidad informal, cuya distribución involucra gran parte del área de las hojas topográficas Carrillo, Istarú, Tucurrique y Bonilla (Mapa 2). A continuación se brinda una breve descripción de estas rocas, con base en referencias bibliográficas.

##### *Volcán Turrialba*

El volcán Turrialba (3 339 m s.n.m.) ha tenido muchos episodios eruptivos, de tipo estromboliano, pliniano y freatomagmático, que han generado principalmente coladas de lava y flujos piroclásticos. Las rocas que constituyen el edificio volcánico corresponden principalmente con andesitas basálticas, andesitas y, en menor proporción, basaltos olivínicos (Fernández, 1987; Soto, 1988).

En los alrededores del macizo se han identificado además, depósitos de oleadas piroclásticas, piroclastos de caída, lahares y algunos depósitos de cenizas relacionados con el último ciclo de actividad, desarrollado entre setiembre de 1864 y febrero de 1866 (Soto, 1988). Otros depósitos de cenizas de 2 000 y 3 370 años han sido reconocidos en la turbera del río Silencio, en el Cairo de Siquirres (Obando y Soto, 1993). Precipitados de azufre de color blanco–amarillento, se encuentran actualmente en la zona de los cráteres central y suroeste, debido a la actividad solfatárica.

En la literatura han sido descritos dos depósitos importantes relacionados con el volcán Turrialba. Uno de ellos es la colada de Aquiares, la cual se extiende al oeste del valle de Turrialba y está constituida por una fila con cima plano–ondulada, de unos 2 km de ancho (Fernández, 1987). El otro corresponde con la denominada Brecha Angostura, de unos 80 m de espesor, que consiste de cantos rodados de lavas andesíticas y ocasionalmente arenitas y fragmentos angulares de andesitas y calizas, contenidos en una matriz formada por cenizas y barros volcánicos (Alvarado y Leandro, 1997). Este depósito se produjo a raíz de una enorme avalancha volcánica, hace aproximadamente 17 000 años y puede reconocerse por una topografía alomada a lo largo de gran parte del valle del río

Turrialba, así como en afloramientos ubicados en la zona de la planta hidroeléctrica Angostura y en la confluencia de los ríos Tuis y Reventazón (Alvarado y Leandro, 1997). Otro depósito más reciente de avalancha volcánica puede observarse en los alrededores de la población de Santa Rosa, 2 km al noroeste de la ciudad de Turrialba (Alvarado, 2000).

### *Volcán Irazú*

El Irazú, es el volcán más alto de Costa Rica (3432 m s.n.m). En la zona de estudio se encuentran algunos depósitos asociados con este coloso, entre ellos, los agrupados y descritos por Krushensky (1972) y Berrangé (1977) con el nombre de Grupo Irazú, que incluye las formaciones: Reventado, Sapper, Birrís y Cervantes.

De acuerdo con Alvarado (1993), las lavas del Irazú corresponden principalmente con andesitas basálticas, andesitas y basaltos. En la zona de estudio, las dos unidades de mayor extensión, que han sido descritas y datadas en la literatura son: la Formación Reventado y la colada de Cervantes (o Formación Cervantes), ambas del Pleistoceno Superior.

La Formación Reventado está constituida por andesitas de color gris claro y oscuro y depósitos de lahares y cenizas, localizados en los alrededores de Naranjo, Juan Viñas y Pacayas. De acuerdo con Krushensky (1972) la edad de estas rocas es Pleistoceno Superior.

La colada de Cervantes cubre un área de 42 km<sup>2</sup> y está constituida por dos unidades lávicas diferenciables petrográficamente: al oeste basáltica y al este andesítico-basáltica. La edad (máxima) calibrada de estas rocas es de entre 16 000 y 17 000 años, determinada por medio del C<sup>14</sup> (Alvarado, 1993 y 2000).

### *Volcán Dos Novillos*

El cerro Dos Novillos (ubicado 7 km al NE del volcán Turrialba) es un aparato volcánico disectado y erosionado (Soto, 1988). Sus productos fueron agrupados por Salazar (1996) con el nombre de Formación Don Novillos, la cual corresponde principalmente con andesitas y andesitas basálticas, de edad Pleistoceno, distribuidas entre los ríos Guácimo (al este) y Destierro (al oeste) y entre el cerro Alto Botella (al sur) y las cercanías de las comunidades de Pocora y Guácimo (al norte).

### ***Depósitos sedimentarios no litificados***

Poseen una gran distribución a lo largo de los valles de los ríos Reventazón, Pacuare, Turrialba, Pejibaye, Atirro, Tuis y Guayabo, en donde generalmente están constituidos por partículas que varían en un amplio ámbito de granulometría, desde arcillas hasta cantos rodados.

Existen potentes depósitos aluviales en los alrededores de las comunidades de Pejibaye, Atirro, Tuis, La Suiza y Tayutic, los cuales, como se analizará en el siguiente capítulo, están relacionados con la actividad neotectónica de las fallas ubicadas en sus vecindades. Además, una intensa depositación



aluvial y coluvial ocurre en el sector noreste de la hoja topográfica Bonilla, en una zona donde los ríos ingresan a un área de baja pendiente, luego de transcurrir por las escarpadas laderas de los volcanes Turrialba y Dos Novillos.

Depósitos locales de origen lacustre han sido reconocidos en la zona de la planta hidroeléctrica Angostura (Alvarado y Leandro, 1997) y en la zona de San Martín, al noreste de Juan Viñas. Estos se caracterizan por capas centimétricas y milimétricas de limolitas y arcillolitas de color gris, café y negro, cargadas de materia orgánica.

En la zona de Tucurrique y Santiago, en ambos lados del cañón del río Reventazón, existen una serie de terrazas, alargadas en sentido WNW–ESE, de 0,5 a 1,0 km de ancho y ubicadas a 100–200 m de altura con respecto al nivel actual del río. Krushensky (1972) describe las terrazas ubicadas en la esquina sureste de la hoja topográfica Istarú, como parte de la Formación Ujarrás, caracterizada litológicamente por conglomerados interestratificados con limolitas y compuestos generalmente por materiales volcánicos. De acuerdo con este autor, la edad de esta formación es presumiblemente Cuaternario Inferior y su origen está relacionado con el represamiento que los productos del Irazú provocaron en las aguas del ancestral río Reventazón. Por su parte, Alvarado *et al.* (1998) asigna una edad de 60 000 años para la zona de Tucurrique.

Otros sedimentos cuaternarios de origen aluvial, han sido identificados por Krushensky (1972) y Berrangé (1977) en la zona sureste de la hoja topográfica Istarú y noreste de la hoja topográfica Tapantí, respectivamente, y están asociados con la depositación aluvial que ocurre actualmente en el río Reventazón.

### III. GEOMETRÍA, EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA Y GRADO DE ACTIVIDAD DEL FALLAMIENTO

En el extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, existen evidencias de tipo geomorfológico que indican una fuerte deformación cortical durante el período Cuaternario. En efecto, investigaciones previas han revelado un complejo patrón de fallamiento en la zona de Turrialba y Siquirres, el cual está constituido por al menos seis sistemas de fallas diferentes, que se han encontrado afectando unidades volcánicas y sedimentarias recientes (Boschini, 1989; Soulas, 1992; Alvarado *et al.*, 1998; Montero, 2001; Montero *et. al.* 2001, Montero, en prensa, entre otros). De acuerdo con sus características geométricas y su localización, estas fallas se agruparon en los siguientes sistemas:

- a. Atirro–Río Sucio
- b. Navarro
- c. Volcanes Irazú y Turrialba
- d. Kabébeta
- e. Pacuare
- f. Siquirres–Matina

La descripción morfotectónica de la zona se realizó a partir de un minucioso análisis del relieve utilizando sensores remotos (Anexo 1) y comprobación de campo (véase metodología en el capítulo 1). Se identificaron rasgos geomorfológicos puntuales o lineales, con lo que se definieron todos los lineamientos geomorfológicos que sugieren ser fallas activas, neotectónicas o posiblemente neotectónicas (Mapa 1). Un lineamiento es un rasgo lineal de la superficie terrestre que puede representar la expresión de una falla. De acuerdo con su expresión geomorfológica, los lineamientos se clasificaron de la siguiente manera:

- **Lineamiento prominente:** los rasgos geomórficos puntuales o lineales son de carácter prominente y se pueden apreciar a lo largo de toda su extensión, entre ellos: escarpes de falla, cambios de pendiente, valles lineales, lomos de falla, drenajes desplazados, alineados, adaptados y abandonados, trincheras de falla, bermas, deslizamientos, depresiones, terrazas levantadas, facetas y sillas de falla. También puede estar constituido por la alineación de focos de emisión y estructuras volcánicas, tales como: conos piroclásticos, cráteres volcánicos y anfiteatros de avalanchas.

- **Lineamiento moderado:** los rasgos geomórficos puntuales o lineales poseen una expresión desde moderada a débil y tienen una naturaleza discontinua a lo largo de la traza del lineamiento.
- **Lineamiento débil:** los rasgos geomórficos son débiles y se encuentran muy separados entre sí (más de 5 km) definiendo una traza aproximada. También corresponde con segmentos sin expresión geomorfológica que se localizan en zonas ubicadas entre segmentos lineales prominentes, en donde cualquier evidencia geomórfica fue borrada o cubierta, por ejemplo en valles fluviales de ríos muy caudalosos. En este caso, el lineamiento es apoyado por evidencias indirectas como cambios en el tipo de sedimentación y en el patrón de drenaje.

Todos los lineamientos geomorfológicos mostrados en el mapa 1 sugieren, en alguna medida, ser una falla neotectónica. Considerando la edad de las rocas en las que se identificaron los lineamientos, el grado de expresión del lineamiento, la deformación en los depósitos de edad Cuaternario observada durante las visitas al campo y la sismicidad relocalizada en esta investigación y analizada en trabajos previos, se determinaron los lineamientos que corresponden con la expresión en superficie de fallas activas, neotectónicas o posiblemente neotectónicas. Tomando en cuenta estos aspectos se elaboró el mapa 2, en el que se utiliza la siguiente terminología para describir el grado de actividad del fallamiento:

- **Falla activa:** es aquella que ha tenido actividad durante el Holoceno, es decir, durante los últimos 10 000 años. Se caracteriza por presentar un lineamiento geomorfológico prominente y por deformar depósitos holocénicos. En algunos casos tiene asociada actividad sísmica histórica.
- **Falla neotectónica o potencialmente activa:** es aquella que ha tenido actividad durante el Cuaternario, es decir, durante los últimos 1,6 millones de años. Se caracteriza por presentar un lineamiento geomorfológico prominente o moderado y por afectar depósitos de edad Cuaternario.
- **Falla posiblemente neotectónica:** es aquella que tuvo actividad durante el período Terciario, es decir, hace más de 1,6 millones de años; no obstante no se descarta su actividad durante el período Cuaternario (¿reactivación?). Se caracteriza por un lineamiento moderado o débil y por no poseer evidencias que indiquen desplazamientos en unidades del Cuaternario.

La figura 5 muestra un esquema con la relación que existe entre la terminología utilizada para describir el grado de actividad del fallamiento y otros aspectos como la edad de las rocas afectadas, la expresión geomorfológica y la sismicidad asociada, en el área de estudio.

Grado de actividad	Expresión geomorfológica	Edad de las rocas afectadas	Sismicidad asociada
<b>FALLA ACTIVA</b>	<i>Prominente</i> <i>Moderada</i> <i>Débil</i>	<i>Holoceno</i>	<b>Sí</b>
<b>FALLA NEOTECTÓNICA</b>		<i>Pleistoceno</i>	<b>No</b>
<b>FALLA POSIBLEMENTE NEOTECTÓNICA</b>		<i>Pre-Pleistoceno</i>	

**Figura 5:** Relación esquemática entre el grado de actividad del fallamiento y otras características de las fallas de la zona de estudio.

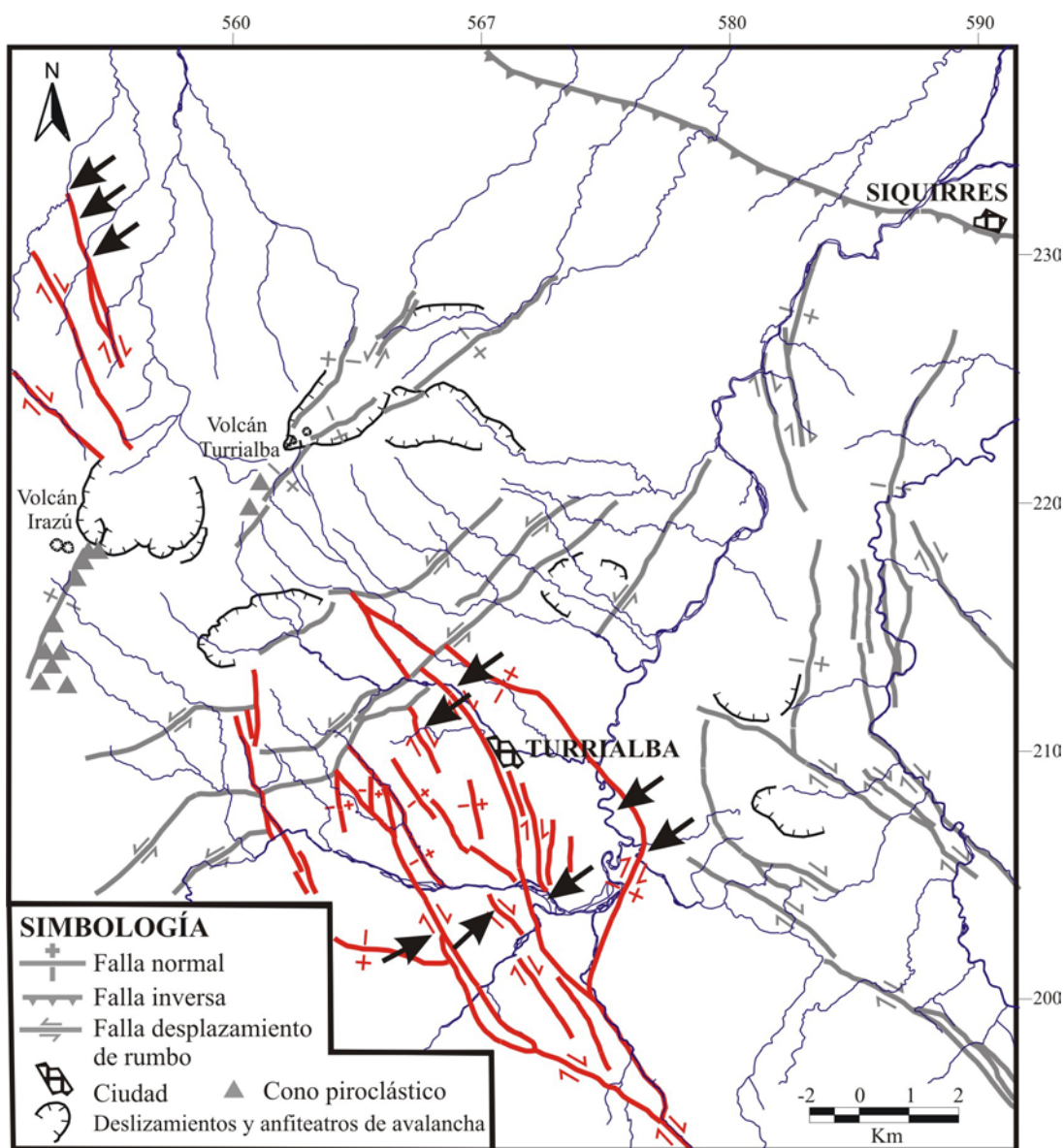
Es importante mencionar que los lineamientos geomorfológicos: Palma, Ingenio, Conejo, Silencio, Armado, Pavones, La Suiza, Barreal, Terciopelo, Mollejones y Margarita, mostrados en el mapa 1, no son considerados como fallas, no obstante, no se descarta la posibilidad de que futuros sismos o hallazgos de evidencias neotectónicas, indiquen que son en realidad fallas activas o neotectónicas.

El mapa 2 muestra la traza de las fallas consideradas activas, neotectónicas y posiblemente neotectónicas. Para cada falla se determinó la longitud, el rumbo promedio, la inclinación, el sentido de movimiento, el grado de actividad y el sismo máximo que podría generar. La descripción geomorfológica detallada que aquí se presenta, se limita a los segmentos de los sistemas de fallas ubicados dentro del área de estudio (Fig. 1). Además, se presenta una breve descripción de la traza de los lineamientos geomorfológicos que no fueron considerados como fallas neotectónicas.

Las características morfotectónicas de cada uno de los sistemas de falla se describen de este a oeste para los sistemas de falla con rumbo NW–SE, NE–SW y este–oeste y de norte a sur para el sistema de falla con orientación norte–sur. El recorrido de la traza de las fallas y lineamientos que se describe a continuación, se realizó utilizando como referencia las comunidades, cerros, ríos y otros elementos geográficos, mostrados en las hojas topográficas (escala 1:50 000) Bonilla, Carrillo, Istarú, Pejibaye y Tucurrique del IGN.

## 1. SISTEMA DE FALLAS ATIRRO-RÍO SUCIO

El sistema de fallas Atirro-Río Sucio consiste de una serie de fallas dextrales, de rumbo predominante NW, que se extienden desde el río Patria (al oeste de Guápiles) hasta el río Chirripó (al noreste de la fila Matama). En la zona de estudio está constituido por al menos 20 lineamientos que sugieren ser fallas activas o neotectónicas (Mapa 1), expresados principalmente en forma de escarpes y valles lineales (Anexo 3). Se interpreta un total de 8 fallas activas y 8 neotectónicas (Mapa 2, Fig. 6). La longitud del sistema de fallas, desde el NW hasta el SE es de 80 km y el ancho máximo de 12 km (en el sector de Turrialba).



**Figura 6:** Localización del sistema de fallas Atirro-Río Sucio (en rojo) en la zona de estudio y los cauces fluviales desplazados por las fallas del sistema (señalados con flechas negras). Otros detalles se muestran en los mapas 1 y 2.

Una descripción detallada de este sistema de fallas se encuentra en el artículo de Montero (en prensa), quien a su vez propone que las fallas del sistema forman la cuenca de tracción (*pull-apart*) Turrialba–Irazú. De acuerdo con este autor, la cuenca se originó debido al relevo (o salto) derecho que existe entre las fallas Atirro y Tucurrique y la falla Río Sucio, lo cual permitió la depositación de potentes depósitos aluviales y laháricos de edad Cuaternario.

El sistema de fallas Atirro–Río Sucio se caracteriza por lineamientos prominentes de 1,5 a 23 km de longitud. Las fallas se presentan como segmentos, algunas veces interconectadas con otras fallas que poseen orientaciones diferentes y que acomodan los movimientos dextrales del sistema.

Uno de los aspectos más interesantes del sistema de fallas, es la ubicación de los volcanes Irazú y Turrialba en los bordes de la cuenca de tracción propuesta por Montero (en prensa). La relación que existe entre el fallamiento y el origen del vulcanismo en la zona, no ha sido tratada a fondo en la literatura.

En las partes más altas de los edificios volcánicos Irazú y Turrialba no existe una clara expresión del fallamiento relacionado con el sistema Atirro–Río Sucio, en contraste con la base de los mismos, en donde se pueden reconocer lineamientos de expresión muy prominente. Es importante destacar los dos grandes anfiteatros de avalancha, que se reconocen en la zona entre los colosos volcánicos y que podrían ser evidencias indirectas de la prolongación de las fallas del sistema en este sector. Se puede interpretar que la inestabilidad producida por el intenso fallamiento, junto con el gran volumen de los edificios volcánicos, favoreció la ocurrencia de estos grandes eventos de colapso. El depósito de uno de esos eventos ha sido reconocido en el valle de Turrialba y se le asignó una edad de 17 000 años (Alvarado y Leandro, 1997).

Otro aspecto curioso es la separación dextral de 5 km que existe entre la alineación de rumbo NE de estructuras volcánicas (especialmente conos piroclásticos) ubicados en la ladera sur del volcán Irazú y en la cima del volcán Turrialba. En este caso, se descarta la posibilidad de que estructuras tan jóvenes (de edad Cuaternario) hayan sido desplazadas una distancia tan grande por las fallas de este sistema.

De norte a sur, el sistema incluye las fallas: Blanquito, Alto Grande, Río Sucio, Campano, Tucurrique, Chiz, Murcia, Esmeralda, Turrialba, Florencia, Azul, Atirro, Pejibayito, Omega y Esperanza. Existen otras fallas de menor longitud y lineamientos que sugieren ser fallas posiblemente neotectónicas, que se presentan como segmentos paralelos o con otras orientaciones con respecto a las fallas principales. Este es el caso de los lineamientos Palma, Ingenio, Conejo, Silencio y Armado. Considerando los aspectos descritos en la metodología sobre el cálculo del potencial sísmico, se estima que las fallas pueden generar sismos con una magnitud máxima de entre 4,8 y 6,8 Mw.

El Cuadro 4 muestra una sinopsis de las principales características de las fallas y lineamientos del sistema Atirro–Río Sucio. A continuación se describe la geometría y el grado de actividad de cada una de las fallas principales que conforma este sistema. Muchas de las observaciones presentadas en esta investigación coinciden con las mencionadas en el trabajo de Montero (en prensa).

**Cuadro 4:** Principales características de las fallas y los lineamientos del sistema Atirro–Río Sucio

Nombre	Long <sup>1</sup> (km)	Rumbo promedio	Inclin.	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Grado de actividad	Sismic. asociada	Sismo máx. <sup>2</sup> (Mw)
F. Blanquito	7,5	N20°W	Vertical	Dextral– Normal	Prominente	Neotectónica	No	5,6
L. Palma	4,5	N40°W	—	—	Moderado– Prominente	—	—	—
F. Alto Grande	9	N30°W	Vertical	Dextral– Normal	Prominente	Activa	Sí <sup>3</sup>	5,7
F. Río Sucio	5 (17)	N45°W	Vertical	Dextral– Normal	Prominente	Activa	Sí <sup>3, 4</sup>	6,0
F. Campano	15	1. N20°W 2. N80°W	Vertical	Normal– Dextral	Moderada	Activa	Sí	6,4
F. Tucurrique	20	1. N30°W 2. N60°W	Vertical	Dextral– Normal	Prominente	Activa	Sí	6,6
Fallas N–S	1,5– 2,5	De N–S a N10°W	¿Vertical?	Normales	Prominente –Moderada	Neotectónicas	No	4,8
F. Chiz	7	N35°W	¿Vertical?	Normal	Moderada	Neotectónica	No	5,7
F. Murcia	7	N45°W	¿Vertical?	Normal	Moderada	Neotectónica	No	5,7
F. Esmeralda	3	N25°W	¿Vertical?	Dextral	Moderada	Neotectónica	No	5,0
F. Turrialba	17,5	N25°W	¿Vertical?	Dextral	Prominente	Activa	Sí	6,5
F. Florencia	4,5	N10°W	Vertical	Dextral	Prominente	Activa	Sí	5,4
F. Azul	23	1. N55°W 2. N20°E	¿Vertical?	Normal– Dextral	Prominente	Activa	Sí	6,7
F. Atirro	8 (28)	N45°W	¿Vertical?	Dextral– Normal	Prominente	Activa	Sí <sup>5</sup>	6,8
F. Pejibayito	2,5	N40°W	¿Vertical?	Dextral	Prominente	Neotectónica	No	4,8
F. Omega	4	N30°W	¿Vertical?	Dextral– normal	Prominente	Neotectónica	No	5,3
F. Esperanza	4,5	N25°W	¿Vertical?	Dextral– normal	Prominente	Neotectónica	No	5,4
L. Ingenio	3,5	N40°E	—	—	Moderada	—	—	—
L. Conejo	3,5	N50°E	—	—	Moderada	—	—	—
L. Silencio	5	N30°W	—	—	Moderada	—	—	—
L. Armado	2,5	N20°W	—	—	Moderada	—	—	—

**Inclin.:** Inclinación del plano de falla determinada por fotointerpretación a partir del patrón que la falla posee en superficie; **Sismic. asociada:** Sismicidad asociada.

<sup>1</sup> Longitud de la falla dentro del área de estudio. Los valores entre paréntesis indican la longitud total en el caso de fallas que se prolongan fuera del área de estudio.

<sup>2</sup> Valores estimados utilizando las relaciones de Wells y Coppersmith (1994).

<sup>3</sup> De acuerdo con Montero y Alvarado (1995)

<sup>4</sup> De acuerdo con Fernández *et al.* (1998)

<sup>5</sup> De acuerdo con Boschini (1988) y Montero (1994, 2001)

### ***Falla Blanquito***

Ha sido descrita por Montero y Alvarado (1995) y Montero *et al.* (1998). Corresponde con una falla de expresión prominente, que se localiza en el flanco norte del volcán Irazú. Tiene una longitud de 7,5 km y un rumbo promedio N20°W.

Su traza se reconoce por 2 valles de falla muy prominentes, 3 escarpes rectilíneos de hasta 300 m de altura y una silla de falla. Al sur del río Blanquito la traza se bifurca en dos segmentos paralelos de 3 km de longitud que hacia el SW vuelven a unirse en una traza simple.

Se asume un movimiento oblicuo (dextral–normal) con base en el desplazamiento dextral de 500–600 m en los ríos Blanco, Blanquito y en un afluente de este último y en el escarpe localizado en el bloque NE de la falla. Se considera una falla neotectónica ya que corta unidades volcánicas del Cuaternario. Además, se asume una tasa de movimiento menor a 1 mm/año (Montero *et al.*, 1998).

### ***Lineamiento Palma***

Corresponde con un lineamiento de expresión moderada ubicado al norte del volcán Irazú. Su rumbo es N40°W y su longitud es de 4,5 km. Está constituido por 2 valles lineales y 3 escarpes de 60–200 m de altura.

### ***Falla Alto Grande***

Corresponde con una falla de expresión prominente y rumbo promedio N30°W, que se localiza en el flanco norte del volcán Irazú. Tiene una longitud de 9 km. El extremo SE de la falla se caracteriza por 5 valles lineales, 1 silla de falla y 3 escarpes de 20 a 350 m de altura, que miran hacia el SE. Se asume un movimiento oblicuo (dextral–normal), tomando en cuenta el escarpe ubicado al NE de la falla y el desplazamiento dextral del frente sur del cerro Alto Grande.

Anteriormente, ha sido descrita por Montero y Alvarado (1995) y Montero *et al.* (1998), quienes consideran que es una falla neotectónica ya que corta unidades volcánicas del Cuaternario. De acuerdo con Montero y Alvarado (1995) esta falla desplaza la superficie del escudo volcánico unos 10 m, pero debido a la intensa erosión diferencial se han esculpido farallones de hasta 350–550 m de altura. Montero *et al.* (1998) determinan una tasa de movimiento baja, menor a 1 mm/año, y estiman, tomando en cuenta el desplazamiento de depósitos del volcán Irazú, que la edad del último movimiento es menor a 0,5 m.a.

### ***Sismicidad***

Montero y Alvarado (1995) asocian con una prolongación hacia el sur de la falla Alto Grande, una serie de sismos de baja magnitud (alineados con un rumbo NW–SE) que ocurrieron en la cima del volcán Irazú, entre enero y noviembre de 1991. Algunos de estos sismos fueron asociados por



Fernández *et al.* (1998) con la falla Río Sucio, que se encuentra 2–3 km al SW de la falla Alto Grande. No se determinó la ocurrencia de sismos en los alrededores de la traza de esta falla durante el período 1992–2002.

#### ***Falla Río Sucio***

Ha sido reconocida en los trabajos de Montero y Alvarado (1995), Fernández *et al.*, (1998), Fernández y Pacheco (1998), Montero *et al.* (1998), Montero (2001) y Montero (en prensa). Su traza, de 17 km de longitud, transcurre con una expresión prominente a lo largo del valle del río Sucio hasta el sector sur del cerro Alto Grande (Montero, *et al.* 1998).

En la zona de estudio, se encuentra el extremo SE de uno de los ramales de la falla, el cual tiene un rumbo promedio N45°W y una longitud de 5 km. En este sector, la falla está caracterizada por el valle lineal del río Vueltas y por un prominente escarpe lineal de 100–400 m de altura ubicado al sur del cerro Alto Grande, en donde se asume una componente gravitacional, con el bloque SW descendiendo. De acuerdo con Montero (2001), la falla también posee una componente dextral sugerida por los dos relevos distensionales localizados al NW del área de estudio.

Esta falla se considera activa, ya que corta unidades volcánicas del Cuaternario (Montero *et al.* 1998) y tiene sismicidad histórica asociada (Montero y Alvarado, 1995).

#### ***Sismicidad***

De acuerdo con Fernández *et al.* (1998) varios sismos de un enjambre ocurrido en el volcán Irazú durante el año 1991 y otros eventos de baja magnitud, que ocurrieron entre 1992 y 1996, fueron generados a lo largo de la falla Río Sucio. En esta investigación, no se determinó la ocurrencia de sismos en el extremo SE de esta falla durante el período 1992–2002.

Montero y Alvarado (1995) determinaron que el terremoto de Patillos, del 30 de diciembre de 1952 (5,9 Ms), pudo haber sido generado en esta falla, tomando en cuenta que el centro del área mesosísmica se localiza sobre el brazo occidental de la falla Río Sucio (al NW del área de estudio). De acuerdo con estos autores, en esta área se produjo una intensidad de VIII (MM) y además ocurrieron los deslizamientos más grandes relacionados con este terremoto. Otros detalles de este evento sísmico se mencionan en el apartado de sismos históricos del capítulo 4.

#### ***Falla Campano***

Fue descrita por Montero (en prensa) como el límite occidental de la cuenca de tracción Turrialba–Irazú. De acuerdo con este autor, esta falla combina un movimiento dextral y normal.

La falla consiste en una serie de lineamientos con expresión de moderada a prominente, que se extienden con una longitud total de 15 km desde el sur de la población de Capellades, hasta la ladera norte del cerro Gavilucho, al sur de Tucurrique. Su traza inicia a lo largo del valle lineal de la quebrada

Honda, al sur de Capellades. En este sector, 4 lineamientos de rumbo cercano a norte–sur se expresan en forma de escarpes, una trinchera de falla y un valle lineal. La traza más prominente transcurre hacia el sur por el valle lineal de la quebrada Honda, hasta el río Reventazón. Un cambio en el rumbo de la traza del lineamiento, ocurre cuando intercepta dos lineamientos relacionados con la falla Navarro, los cuales tienen un rumbo este–oeste en este sector.

Al sur del río Reventazón, la traza continúa con una expresión débil y un rumbo N30°W por el valle de la quebrada Hamaca. Dos segmentos paralelos, de rumbo N20°W, continúan por la cima del cerro Congo: el más oriental tiene una longitud de 2,5 km y se caracteriza por dos valles lineales; el segmento occidental transcurre por un valle lineal y un escarpe de 60 m, al oeste del cerro Congo, y luego cambia su rumbo hacia el N80°W y continúa por la ladera sur del cerro Campano y más hacia el oeste, por una berma de falla ubicada en la ladera norte del cerro Gavilucho. La falla finaliza al interceptar la falla Tucurrique al sur del río Vueltas.

#### *Sismicidad*

Durante el período 1992–2002 ocurrieron seis sismos con epicentro muy cerca de la traza de la falla Campano y pueden estar asociados con su actividad en este período. Estos sismos tuvieron magnitudes de entre 1,4 y 2,8  $M_L$  y son numerados 1, 29, 73, 81, 114 y 119 en el Anexo 5. Cabe destacar que en el extremo norte de la falla Campano, convergen las fallas del sistema Navarro, por lo que los sismos numerados 1, 73 y 114 (Anexo 5), también pueden haber sido producidos por las fallas de este sistema (fallas Navarro, Santiago y Pacayas).

#### *Falla Tucurrique*

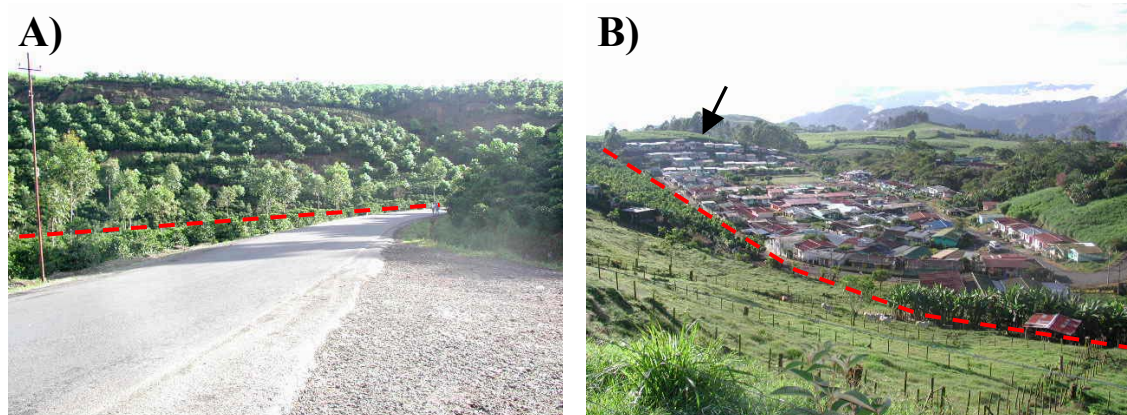
Diferentes segmentos de su traza han sido reconocidos o descritos por Valdés y Mora (1985), Soulas (1992), Montero *et al.* (1993), Montero (1994), Alvarado *et al.*, (1998), Montero (2001), Montero *et al.* (2001) y Montero (en prensa). El extremo SE de su traza ha sido denominado por Soulas (1992) y Alvarado *et al.* (1998) como falla Juray.

La falla Tucurrique corresponde con el ramal oeste de la falla Atirro. Se extiende en forma prominente por 20 km desde la fila Rincón de la Esperanza, hasta la comunidad de Juan Viñas, no obstante Montero (en prensa) la extiende hacia el noroeste hasta el cerro Pasquí. El rumbo de la falla es N30°W en el extremo norte y N60°W en el extremo sur. Tomando en cuenta su longitud, esta falla podría generar un sismo máximo de 6,6 Mw.

Se caracteriza especialmente por la presencia de valles lineales, escarpes y sillas de falla. Su traza se reconoce al NE de Juan Viñas por un escarpe lineal de 20 a 60 m de altura que mira al SW. Al este de Juan Viñas, la falla transcurre por el sector conocido como el INVU, en donde existe una zona deprimida de 200 m de largo y alargada en sentido NW (Fig. 7), formada entre un escarpe, una colina

desplazada por la falla (lomo de obturación) y un bloque levantado por acción de otra falla ubicada al oeste Juan Viñas. Hacia el SW, el lineamiento continúa con una expresión prominente formada por escarpes y una silla de falla y en forma débil a lo largo de los valles del río Maravilla y la quebrada Marañón.

Se interpreta que la falla cruza el valle del río Reventazón y continúa al este de la población de Tucurrique, a lo largo de la base de escarpes prominentes, que miran al SW y NE. Al este del cerro Oso, la falla se divide en dos trazas que transcurren a lo largo del valle lineal del río Vueltas, el cual se interpreta desplazado aproximadamente 1 000 m en sentido dextral. En este sector existen una trinchera de falla, una quebrada descabezada y un aluvión represado. Otros rasgos son mencionados con detalle en Montero (en prensa).



**Figura 7:** Características geomorfológicas de la falla Tucurrique en su extremo NW. A) Escarpe localizado al NE de Juan Viñas. B) Zona deprimida y lomo de obturación (señalado con una flecha) ubicados al este de Juan Viñas. La traza de la falla se muestra como una línea roja a trazos.

Estas trazas de la falla discurren al este de la comunidad de Pejibaye, a través de un valle con un ancho anómalo de 2 km. Al SW, las trazas continúan en forma prominente a moderada al norte de la fila Casa de Teja, en donde se unen en una traza simple, que continúa en forma prominente a través de valles, escarpes, sillas y bermas de falla. La falla finaliza al converger con la falla Atirro, al SW de la fila Rincón de la Esperanza.

La falla Tucurrique tiene un movimiento dextral, asumido con base en el desplazamiento en ese sentido del río Vueltas. Además, localmente muestra una componente de levantamiento en el bloque este, lo que ha provocado el encajonamiento del curso del río Pejibaye, inmediatamente al NE de la traza de la falla y la acumulación de potentes depósitos aluviales en la región donde se localiza la población de Pejibaye (Montero *et al.*, 1993; Montero, 2001).

La expresión geomórfica y la juventud de los depósitos aluviales que son desplazados sugieren que la falla Tucurrique es activa (Montero *et al.*, 2001; Montero, en prensa). De acuerdo con Alvarado *et al.* (1998), esta falla afecta depósitos coluvio–aluviales y laháricos presumiblemente del Cuaternario Superior. Por ejemplo, al este de Tucurrique, la falla afecta un depósito de un flujo piroclástico bastante meteorizado, el cual es correlacionado con la unidad Ujarrás descrita por Krushensky (1972) y cuya edad es Pleistoceno.

En los alrededores del río Maravilla, al SE de Juan Viñas (coordenadas Lambert 207,5N y 564,5W) se encontró una falla afectando lavas andesíticas. Este afloramiento se localiza sobre la traza de la falla propuesta. La orientación del plano de falla es N50°W, 40°N40°E, el cual coincide con el rumbo de la falla. De acuerdo con Alvarado *et al.* (1998) en la zona de Juan Viñas, la falla Tucurrique afecta depósitos de unos 100 000 años.

Otras evidencias de actividad reciente se observan en el sector del río Vueltas. En esta zona, la falla desplaza aluviones recientes (holocénicos) que no presentan desarrollo de suelo y además, existen geoformas recientes como una trinchera de falla, una quebrada descabezada y un aluvión represado.

De acuerdo con Montero *et al.* (2001) y Montero (en prensa), en el sector encañonado del río Pejibaye, inmediatamente aguas abajo de la confluencia con el río Gato, se encuentran terrazas levantadas y basculadas con dirección aguas arriba. En este mismo sector existe un pequeño tajo (coordenadas Lambert 201,0 N y 570,3W) en el que se encuentra expuesta una zona de falla, de unos 5 m de ancho, afectando arenitas volcánicas de la Formación Tuis (de edad Paleoceno). Existen varios planos de falla principales con orientación E–W, 85° S<sub>f</sub> ; N76°E, 85° N14°W y N70°E, 65° S20°E. Tomando en cuenta la presencia de estrías se determinó un movimiento dextral en el plano N76°E, 85° N14°W y un ángulo de rake de 25°. Esta zona de falla puede estar relacionada con la falla Tucurrique.

#### *Sismicidad*

Durante el período 1992–2002 nueve sismos tuvieron su epicentro a menos de 2 km de la traza de la falla la falla Tucurrique. En el extremo sur de la falla, ocurrieron los eventos numerados 10, 19, 20, 24, 27, 28 y 30 del Anexo 5, entre los días 8 y 11 de julio de 1993 (2,3 y 3,0 M<sub>L</sub>). En esta fecha, ocurrió la secuencia sísmica de Pejibaye, descrita por Montero *et al.* (1993) y relacionada por Montero (2001) con el sistema de falla Simarí, ubicado al SW de la falla Tucurrique. Estos eventos pueden haber sido inducidos en la falla Tucurrique debido a los eventos principales (4,9 Md, el 8 de julio y 5,8 Mw, el 10 de julio) generados en el sistema Simarí.

***Fallas de rumbo norte–sur, en la zona de Juan Viñas y Turrialba***

En los alrededores de la comunidad de Juan Viñas y al sur de la ciudad de Turrialba, existen 7 fallas con un rumbo que varía entre norte–sur y N10°W, y con una longitud que varía entre 1,5 y 2,5 km. Estas fallas se expresan en forma de prominente a moderada, especialmente con escarpes, contraescarpes y sillas de falla.

En la zona de Juan Viñas se reconocen 4 de estas fallas, caracterizadas por escarpes prominentes de 5 a 20 m de altura. Tres de las fallas se extienden con un rumbo promedio norte–sur, desde la falla Tucurrique hasta la falla Chiz (véase siguiente apartado).

Al sur de la ciudad de Turrialba se reconocen otras 3 fallas de rumbo cercano al norte–sur. La más occidental tiene un rumbo N10°W, se localiza en los alrededores de San Juan Sur y se caracteriza por contraescarpes de unos 10–20 m de altura. Las otras dos fallas se localizan al este de la comunidad de Florencia y se expresan por una trinchera de falla, sillas de falla y un valle lineal.

***Fallas localizadas entre las fallas Tucurrique y Chiz***

El salto derecho que existe entre las fallas Tucurrique y Chiz en la zona al norte del valle del río Reventazón, define una pequeña cuenca de tracción ubicada en el interior de la cuenca de tracción Turrialba–Irazú propuesta por Montero (en prensa).

En este sector existen una serie de pequeños ramales (longitud menor a 3 km) con rumbo promedio norte–sur, que se extienden desde la falla Tucurrique hasta la falla Chiz. Se interpreta que las fallas de rumbo norte–sur son neotectónicas, por afectar depósitos coluvio–aluviales y volcánicos presumiblemente del Cuaternario (Alvarado *et al.*, 1998) y se asume un movimiento predominantemente normal, con el bloque este levantándose. Estos ramales fueron descritos por Alvarado *et al.* (1998) como parte de las fallas Aquiares y Juan Viñas, e interpretados por estos autores como el resultado del cambio de rumbo que tiene la falla Tucurrique, desde N30°W en su extremo SE a N60°W en su extremo NW.

***Falla Chiz***

Ha sido descrita por Alvarado *et al.* (1998), Montero *et al.* (2001) y Montero (en prensa). Corresponde con una falla neotectónica que se extiende a lo largo del valle del río Chiz, desde la población de San Martín, hasta la confluencia del río Chiz con el río Reventazón. Tiene un rumbo promedio N35°W y una longitud de 7 km.

Está expresada en forma moderada y débil a lo largo del valle del río Chiz. Existen dos lineamientos moderados, ubicados en la ladera SW del Alto Florencia, con rumbo NW y longitudes de 1 y 2 km. Estos lineamientos convergen con la falla Chiz y se caracterizan por valles lineales, un contraeskarpe y una berma de falla.

Tomando en cuenta la pendiente uniforme en la fila Alto Bremen–Alto Florencia en sentido NE y la asimetría en la red de drenaje (los ríos tienen longitudes mucho mayores hacia NE, que hacia el SW), Montero (en prensa) interpreta que la fila montañosa Alto Bremen–Alto Florencia ha sido basculada hacia el NE por la acción conjunta de esta falla y la falla Murcia. De acuerdo con este autor el levantamiento provoca un escarpe de 500 m de altura del lado SW de esta fila montañosa y favorece el afloramiento de ventanas de erosión de las formaciones del Terciario (Río Banano y Uscari) en una zona que se caracteriza por la presencia de unidades volcánicas del Cuaternario (Fernández, 1987; Mora *et al.*, 1990).

En el río Chiz, aproximadamente 1 km al oeste del Alto Victoria, Alvarado *et al.* (1998) reportaron fallas y fracturas con rumbos N30°–50°W y buzamientos entre 45° y 75° al SW y NE. De acuerdo con estos autores, una de estas fallas pone en contacto una lava andesítica con depósitos laháricos, de edad Cuaternario.

#### ***Falla Murcia***

Anteriormente fue reconocida con el nombre de Alto Florencia por Montero *et al.* (2001) quienes la consideran como una falla neotectónica. También fue reconocida por Montero (en prensa). Está localizada en la fila Alto Florencia, desde el poblado Alto Victoria, hasta el río Reventazón. Posee un rumbo promedio N45°W y una longitud total de 7 km.

La falla está expresada por varios ramales que transcurren por la base de escarpes de 20 a 60 m de altura que miran al SE, valles lineales y una trinchera de falla. En el extremo norte existe un escarpe que provoca el represamiento del río Colorado, formando un valle que se ensancha, por la depositación de material aluvial (Fig. 8). Esta observación también es mencionada por Montero (en prensa).

#### ***Falla Esmeralda***

Se extiende desde la población de Esmeralda, en el NW hasta las cercanías de San Juan Norte, en el SE. Está expresada como un lineamiento moderado, de rumbo N25°W y 3 km de longitud.

Su extremo norte inicia en la comunidad de Esmeralda con un escarpe de 20 m de altura que genera una adaptación a la izquierda en dos quebradas tributarias del río Turrialba. Su traza continúa hacia el SE, a lo largo de una trinchera de falla, un escarpe de 40 m de altura que mira hacia el NE y un contraescarpe de 20 m que mira hacia el SW. Al este de la comunidad de Colorado, existe un valle abandonado de 1 km de largo, que podría corresponder con el antiguo valle de la quebrada Poró, actualmente desplazado 350 m hacia la derecha. Además, la quebrada Poró muestra un desplazamiento a la derecha de 800 m aguas debajo de la traza de la falla.



**Figura 8:** Aluvión represado en el valle del río Colorado, visto hacia el norte en el sector del Alto Victoria. La traza de la falla Murcia se muestra como una línea roja a trazos.

### ***Falla Turrialba***

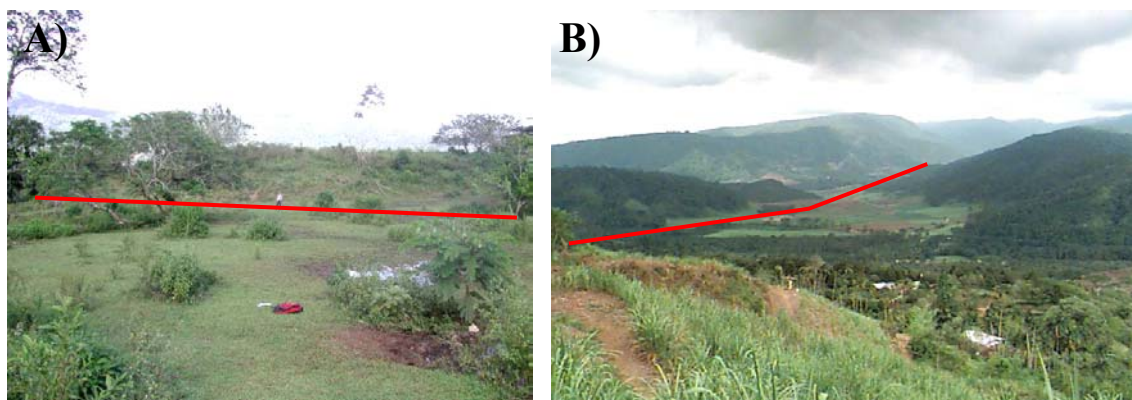
La falla Turrialba fue propuesta por Montero *et al.* (1993) y descrita con más detalle por Montero (2001), Montero *et al.* (2001) y Montero (en prensa). Se extiende desde el NW de la comunidad de Aquiares hasta el valle de la quebrada Juray, al oeste del cerro Atirro. La falla tiene una expresión prominente, un rumbo promedio N25°W y 17,5 km de longitud. Se estima que su ruptura de punta a punta, podría generar un terremoto de 6,5 Mw. Montero (en prensa) estima una tasa de movimiento alta, de 10 mm/año.

En su extremo NW, la traza se expresa en forma débil a lo largo del río Jesús María, en donde se reconocen escarpes que miran al SE de hasta 20 m de altura. En los alrededores de Aquiares no existe una expresión geomorfológica clara de la traza de la falla y se asume que en este sector, la falla Turrialba es desplazada en forma sinistral unos 700 m, por la falla Navarro.

Hacia el SE, la falla transcurre a lo largo de la base de la fila montañosa basculada Alto Bremen–Alto Florencia, ligeramente al oeste de las poblaciones de Santa Rosa y Turrialba, y se reconoce con una traza prominente, expresada por contraescarpes de hasta 20 m de altura (Fig. 9a), valles lineales y trincheras y sillas de falla. Se interpreta un desplazamiento dextral del río Turrialba de aproximadamente 3,5 km (Fig. 10).



Más al SE, la falla cruza el valle del río Reventazón el cual se interpreta desplazado 1,5 km en sentido dextral. Estos desplazamientos en los cauces de los ríos Turrialba y Reventazón también fueron observados por Montero (en prensa). La falla continúa con una débil expresión al oeste del cerro Atirro, a través de un gran valle abandonado, ahora drenado por la quebrada Juray (Fig. 9b, Fig. 10). Montero (en prensa) interpreta que este valle debió haber sido drenado por uno o varios ríos caudalosos (Reventazón y/o Pejibaye) Además, en este sector la traza se reconoce por el desvío en el curso del río Pejibaye (drenaje adaptado) y por una terraza ubicada al NW del cerro Atirro, la cual se encuentra levantada y basculada hacia SW. La falla finaliza al converger con la falla Azul, para continuar hacia el SE por el valle del río Atirro (falla Atirro).



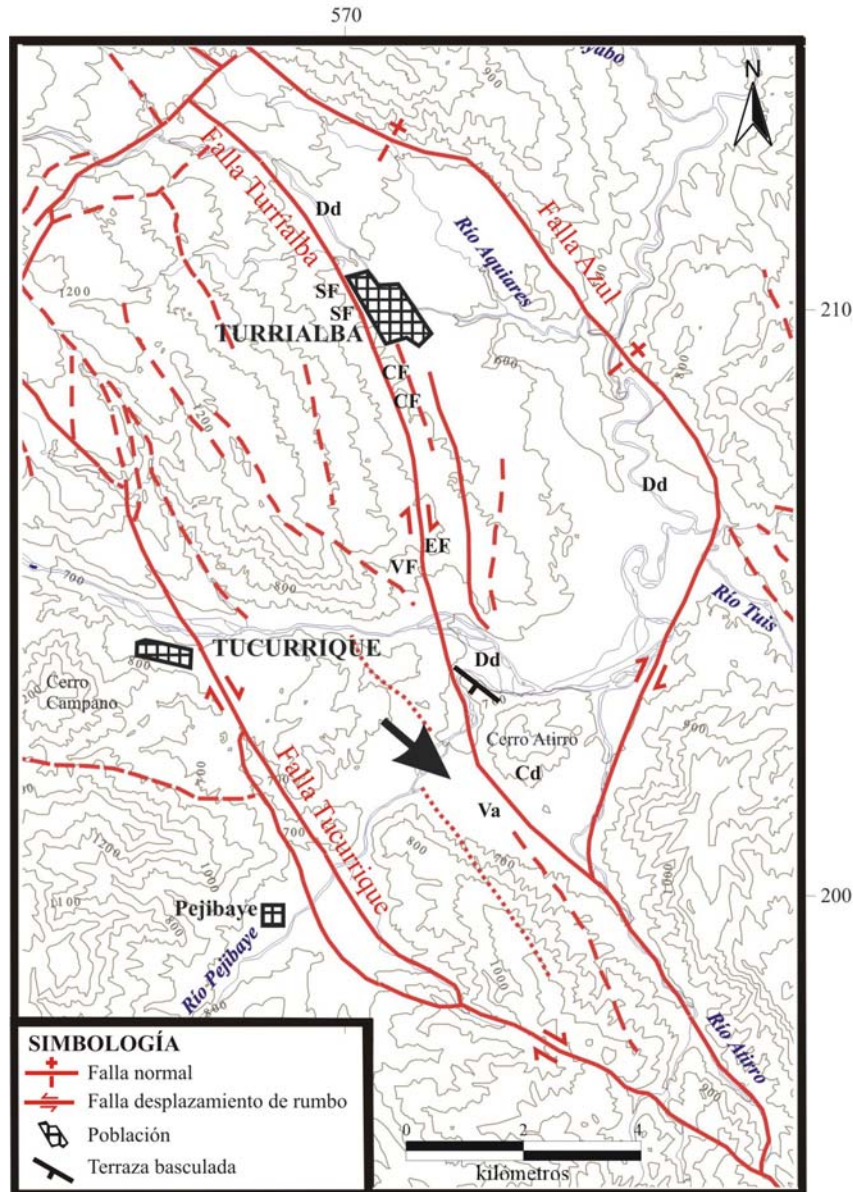
**Figura 9:** Algunas características geomorfológicas de la falla Turrialba (línea roja a trazos). A) Contraescarpe al este de la ciudad de Turrialba. El contraescarpe tiene 7 m de altura y unos 100 m de largo. B) Valle abandonado actualmente drenado por la quebrada Juray, visto desde cerro Oso hacia el SW. El valle tiene 1 km de ancho y 6 km de largo.

La falla Turrialba es de tipo dextral de acuerdo con el movimiento en ese sentido en los ríos Turrialba (3,5 km) y Reventazón (1,5 km). Además, el cerro Atirro y el valle abandonado (actualmente drenado por la quebrada Juray), son otras evidencias de este movimiento. De acuerdo con Montero (en prensa) los ríos Reventazón y Pejibaye drenaban este valle abandonado hasta un pasado reciente y el movimiento dextral a lo largo de la falla permitió que ambos ríos fluyeran por otro valle de menor tamaño, que posteriormente fue ensanchado por el poder erosivo característico de ríos caudalosos. Además, Montero (en prensa) interpreta que anteriormente el cerro Atirro correspondía con la prolongación SE de la fila Alto Florencia–Alto Bremen y que fue desplazado hacia la derecha por acción de la falla.

Otro efecto del movimiento de la falla Turrialba, se observa en la zona de Angostura, donde se presume un desplazamiento dextral de 3,5 km en el cauce del río Reventazón, que comprende el sector de meandros encajonados que va desde la convergencia de los ríos Reventazón y Tuis hasta la



convergencia de los ríos Reventazón y Turrialba. Este desplazamiento también puede estar relacionado con la componente dextral que posee la falla Azul en este sector.



**Figura 10:** Evidencias geomorfológicas de la falla Turrialba y localización del valle abandonado del río Reventazón (señalado con una flecha negra). Simbología similar a la del mapa 2. El significado de las siglas se encuentra en el índice de abreviaturas.

La expresión geomórfica y la juventud de los depósitos aluvionales que son desplazados por la falla indican que esta es una falla activa. Alvarado *et al.* (1998) encontraron fallas afectando depósitos fluvio-lacustres localizados en el valle de la quebrada Juray, en el sector denominado Omega. La edad (sin calibrar) de estos depósitos datados utilizando radiocarbono es de 1 425 años (J. Buckley, Radiocarbon Laboratory, com. esc., 1998).

### *Sismicidad*

Cuatro sismos tuvieron su epicentro a menos de 2 km de la traza de la falla Turrialba durante el período 1992–2002 y podrían relacionarse con su actividad durante este período. Estos sismos ( $M_L$  2,2–2,5) son numerados 103, 142 y 165 en el Anexo 5. Cabe destacar que muy cerca de la falla Turrialba, se localizan las fallas Azul, Florencia y Navarro y que estos eventos pueden haber sido generados por estas estructuras.

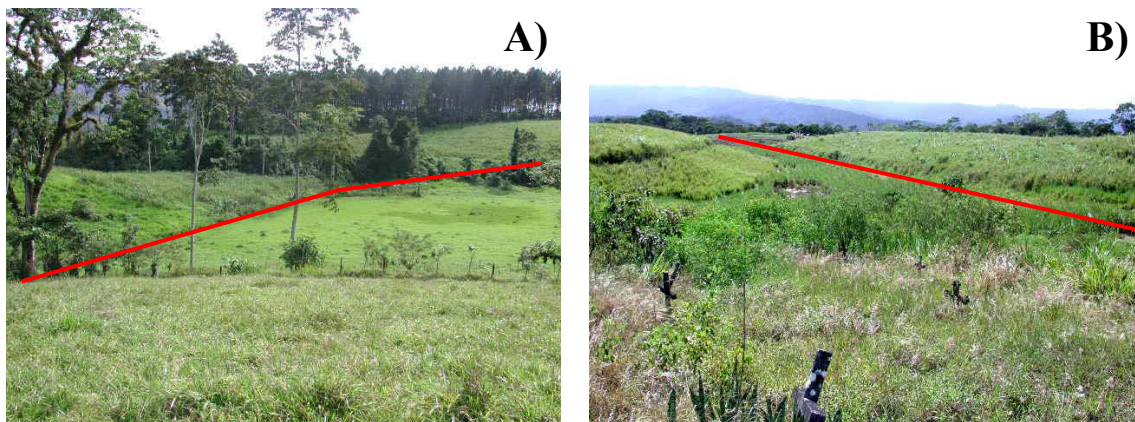
### ***Falla Florencia***

Es una falla neotectónica de 4,5 km que transcurre con una expresión prominente y con un rumbo promedio de N10°W, desde el sur de la ciudad de Turrialba, hasta el río Reventazón, pasando por la comunidad de Florencia.

El extremo norte de la falla se reconoce por una silla de falla, localizada al sur de la ciudad de Turrialba. Hacia el sur, la traza continúa por un escarpe de 10 m de alto y luego por otro de 15 m de alto que genera el represamiento de material aluvial en una quebrada ubicada al norte de la comunidad de Florencia (Fig. 11a). En este sector existe un terreno pantanoso de 200 m de ancho.

La falla sigue hacia el sur en la base de un contraescarpe y a lo largo de un pequeño valle lineal. En una quebrada, ubicada sobre la traza de la falla, al norte de Florencia, existe una terraza de 10 m de ancho levantada unos 3 m con respecto del nivel del cauce. Esta quebrada se muestra adaptada hacia la izquierda unos 20 m a lo largo de la traza de la falla.

Al sur del cementerio de Florencia, la traza continúa por una trinchera de falla (Fig. 11b) en la cual existen terrenos pantanosos y finaliza en la ladera norte del valle del río Reventazón, desplazada en sentido dextral aproximadamente 1 km. Además, se deduce un desplazamiento dextral acumulado (fallas Turrialba y Florencia) de 1,5 km en el cauce del río Reventazón.



**Figura 11:** Algunas características geomorfológicas de la falla Florencia (línea roja a trazos). A) Escarpe y aluvión represado, al norte de Florencia. B) Trinchera de falla localizada al sur del cementerio de Florencia.

Se interpreta un movimiento dextral con base en el desplazamiento de 1 km en ese sentido del frente norte del valle del río Reventazón y del cauce de dicho río. Se determina que es una falla neotectónica por afectar depósitos volcánicos y aluviales del Cuaternario localizados en los alrededores de Florencia.

#### *Sismicidad*

Durante el período analizado en este estudio (1992–2002) ocurrieron tres sismos (2,8–3,0  $M_L$ ) que pueden relacionarse con esta falla, debido a su localización epicentral cercana a la falla Florencia (< 2 km). Estos son los sismos 129, 156 y 157 mostrados en el Anexo 5. Estos eventos también pueden relacionarse con la actividad de las falla Turrialba y Azul.

#### ***Falla Azul***

Fue descrita por primera vez por Dondoli y Torres (1954), reconocida por Montero *et al.* (2001) y descrita con más detalle por Montero (en prensa). Es una falla de forma curva y expresión prominente, que se extiende por 23 km desde el oeste de la población de Santa Cruz hasta el sector sur de la comunidad de Atirro. En su segmento norte su rumbo promedio es N55°W y en su sector sur es N20°E.

Está caracterizada por un prominente escarpe de hasta 500 m de altura, a lo largo de casi toda su extensión (Fig. 12). Su traza se reconoce con expresión moderada al oeste de Santa Cruz, por un valle lineal y un escarpe de 40 m de altura. Continúa en forma prominente por el valle lineal del río Aquiares, en la base de un escarpe, el cual al intersectar la falla Navarro (de rumbo NE) muestra un desplazamiento sinistral de 650 m.

La falla transcurre con prominencia hasta la población de Azul, desde la cual se interpreta que continúa atravesando el valle del río Reventazón, hasta la comunidad de Eslabón. A partir de la población de Eslabón, la falla muestra un fuerte cambio de rumbo al NNE y continúa hasta la población de Atirro, a lo largo de la base del frente montañoso. En este trayecto, el cauce del río Tuis es desplazado 600 m a lo largo de la traza de la falla. Además, se reconocen escarpes y facetas triangulares en los alrededores de la población de Atirro.

La falla finaliza al converger con la falla Turrialba, en el sector NW del valle del río Atirro. En esta zona no se reconocen evidencias a partir de fotointerpretación que indiquen con certeza la traza de la falla. Las fallas Turrialba y Azul continúan hacia el SE como una traza simple, denominada falla Atirro, la cual transcurre a lo largo del valle del río del mismo nombre.



**Figura 12:** Escarpe de la falla Azul (indicado con una flecha) visto hacia el NW desde la zona del embalse de Angostura. Al fondo se aprecia el volcán Turrialba.

Se asume un movimiento normal–dextral, en el cual el bloque oriental ha sido levantando. Este movimiento se determinó con base en las siguientes evidencias:

- El prominente escarpe de hasta 500 m que existe a lo largo de casi toda la traza de la falla.
- El represamiento de sedimentos y el cambio en el patrón de drenaje del río Reventazón. El fuerte levantamiento del bloque este provoca la acumulación de una espesa secuencia de sedimentos fluviales en la zona localizada aguas arriba de la traza de la falla, en la que además se desarrolla un patrón de drenaje meándrico en un valle de 2 km de ancho. Aguas abajo de la traza de la falla, el río Reventazón tiende a ser lineal y el valle fluvial tiene un ancho de 250 m.
- El afloramiento de formaciones rocosas del Terciario, como Las Ánimas (Fila de Cal) y Punta Pelada. La fuerte componente de levantamiento, permitió el afloramiento de rocas sedimentarias mucho más antiguas que las rocas volcánicas que las rodean.
- El desplazamiento dextral de 600 m en el cauce del río Tuis, al sur de la población de Eslabón.
- El desplazamiento dextral de 3,5 km en el cauce del río Reventazón, que comprende el sector de meandros encajonados que va desde la convergencia de los ríos Reventazón y Tuis hasta la convergencia de los ríos Reventazón y Turrialba. Este desplazamiento también es considerado un efecto del movimiento dextral de la falla Turrialba.

Se asume que la falla Azul es activa. En el extremo SE, en los alrededores de la comunidad de Atirro existen cambios abruptos en la pendiente de un depósito coluvial, cuya edad se presume Holoceno. Probablemente, la falla Azul tuvo una fuerte actividad durante las épocas Plioceno y Pleistoceno. En los alrededores de la casa de máquinas de la planta hidroeléctrica Angostura, Alvarado y Leandro (1997) reconocen estrías, escalones, espejos de falla, jaboncillos, brechas de falla y milonita en fallas que afectan brechas volcánicas de edad mínima Mioceno y a las formaciones Punta Pelada, Río Banano y Suretka, esta última de edad Plioceno. Esta zona está localizada muy cerca de la traza propuesta para la falla Azul, por lo que estas evidencias de fallamiento podrían relacionarse con la actividad de la falla durante épocas anteriores al Holoceno. Además, Alvarado y Leandro (1997) apoyan la existencia para esta zona, de una tectónica de fallamiento de rumbo con fuerte componente normal para el Plioceno–Pleistoceno Inferior.

#### *Sismicidad*

Un enjambre de sismos fue sentido en la zona de Turrialba en agosto de 1978, con un sismo máximo de magnitud 3,8  $M_L$  (día 11). Los epicentros de estos sismos se distribuyeron en forma dispersa, en los alrededores de las poblaciones de Ánimas y San Martín, unos 3 km al SW del sitio de presa del P. H. Guayabo (Climent, 1989). Tomando en cuenta su localización, aproximadamente 1 km al NE de la traza de la falla Azul, existe la posibilidad de que hayan sido ocasionados por el movimiento de la falla Azul. También podrían estar relacionados con fallas del sistema Navarro, localizadas cerca de este sector (fallas Navarro y Lajas).

Durante el período 1992–2002 ocurrieron 10 sismos con epicentro en los alrededores de la traza de la falla Azul (< 2km) y que pueden estar relacionados la actividad de la misma. Estos son los sismos 39, 60, 82, 112, 139 y 141 resumidos en el Anexo 5. Otros sismos, como los referidos con el número 51, 101, 147 y 147 también pueden estar relacionados con la actividad de la falla Navarro.

#### *Falla Atirro*

Referida por primera vez en Berrangé y Whittaker (1977) como dos segmentos denominados Atirro (a lo largo del valle del río Atirro) y Sirú (a lo largo del valle de la quebrada Sirú). Posteriormente, Montero *et al.* (1993) se refieren a la falla Atirro y sus ramales, como fallas neotectónicas. También fue reconocida y descrita en los estudios de Soulas (1992), Alvarado *et al.* (1998), Montero *et al.* (1998), Montero (2001) y descrita con más detalle en Montero (en prensa).

La falla Atirro posee un rumbo promedio N45°W y se caracteriza por una traza muy lineal que sugiere un alto ángulo de inclinación del plano de falla. En los mapas 1 y 2 se muestra una longitud de 8 km, no obstante la falla continúa al SE con una expresión espectacular a lo largo del área que abarca la hoja topográfica Pejibaye (escala 1:50 000, del IGN). Lineamientos de rumbo NW–SE continúan



más hacia el SE hasta las estribaciones de la fila Matama, por lo que la longitud total de la falla puede alcanzar los 28 km. En su extremo NW, la traza se divide en tres ramales principales: Tucurrique, Turrialba y Azul, con longitudes de 20, 17,5 y 23 km respectivamente.

La falla Atirro se caracteriza por una serie de valles lineales y filas montañosas, por ejemplo: Omega, Rincón de la Esperanza, Atirro y Cariblanco, a lo largo de los cuales se encuentran evidencias de su movimiento dextral, entre ellas desplazamientos hacia la derecha en los ríos Pacuare y Chaguarí. Escarpes en el bloque NE indican una componente normal, con el bloque NE levantándose. Estas evidencias se encuentran en el área que abarca la hoja topográfica Pejibaye (escala 1:50 000, del IGN), al sur del área de estudio.

Su traza se inicia al sur del cerro Atirro, donde convergen las fallas Turrialba y Azul y continúa hacia el SE a lo largo del valle de falla del río Atirro. Un escarpe de 500 m de altura y una serie de facetas triangulares, se localizan al NE del río Atirro. Al oeste de la fila Rincón de la Esperanza, converge con la falla Tucurrique.

Al sur de la zona de estudio, en el área de la hoja topográfica Pejibaye, la falla transcurre por el valle del río Atirro hasta su confluencia con la quebrada Rancho, donde se divide en dos trazas prominentes paralelas entre sí, que luego de 5,5 km vuelven a unirse en una misma traza. El cerro Mirador (2 025 m s.n.m.) se localiza en medio de estas dos trazas y ha sido interpretado por Montero *et al.* (1993) y Montero (1994) como un lomo de falla.

Al SE del cerro Mirador la falla continúa a lo largo del valle de falla de las quebradas Sirú y Tanarí. Se asume que la falla Atirro es activa, considerando su expresión geomorfológica tan prominente y la sismicidad localizada muy cerca de su traza. Montero *et al.* (1998) asumen que el último movimiento ocurrió durante el Cuaternario tomando en cuenta las unidades de rocas que son afectadas por la falla y su clara expresión geomorfológica. La falla Atirro tiene un potencial de generar sismos de magnitud 6,8 Mw y de acuerdo con Soulas (1992) posee una velocidad de movimiento de 1 mm/año.

#### *Sismicidad*

Boschini (1988) y Montero (1994, 2001) asocian el sismo del 17 de noviembre de 1987 con la falla Atirro. Este sismo, de magnitud 5,1 ( $M_L$ ), fue localizado en el lomo de presión del cerro Mirador, unos 22 km al SE de Turrialba. El mecanismo focal determinado por Montero (1994) tiene una fuerte componente inversa, en concordancia con la transpresión que existe en esta zona de la falla. Este sismo generó intensidades de V en la zona epicentral (Climent, 1989 y Boschini, 1988). Otros efectos de este sismo son descritos en el apartado de sismos históricos del capítulo 4.

### ***Falla Pejibayito***

La falla Pejibayito está localizada al NE de la población de Oriente. Anteriormente ha sido reconocida en los estudios de Montero *et al.* (2001) y Montero (en prensa), en este último, referida con el nombre de falla Oriente, pero de longitud más larga (7 km). Se caracteriza por una expresión prominente a lo largo de un valle lineal y un escarpe de 20 m de alto.

La falla tiene un rumbo promedio de N40°W y una longitud de 2,5 km. Está expresada por un valle lineal y un escarpe de 20 m de alto. A lo largo de su traza se interpreta un desplazamiento dextral de 450 m en el río Pejibayito. Otro lineamiento menor se reconoce al NE de esta falla y está representado por una trinchera de falla y el desvío a la derecha de 150 m en el río Pejibayito.

Se asume un movimiento dextral con base en el desplazamiento del río Pejibayito. Tomando en cuenta su expresión geomórfica, se interpreta que es una falla neotectónica.

### ***Falla Omega***

Está expresada por un lineamiento prominente localizado en la ladera NE de la fila Omega. Tiene un rumbo N30°W y una longitud de 4 km. Está caracterizada por contraescares de unos 20 m de alto, que miran al SW y por una silla de falla, localizada en el valle de la quebrada Juray, al oeste del cerro Atirro.

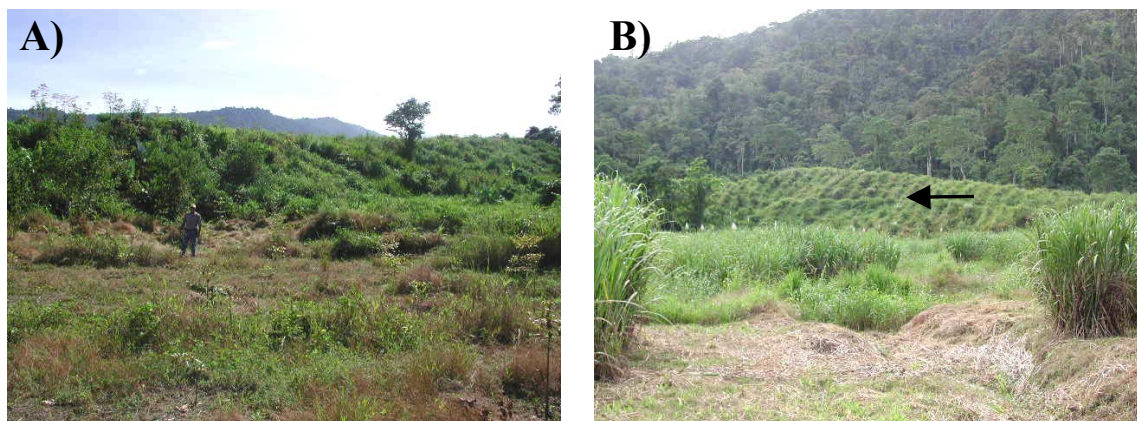
Tomando en cuenta su expresión geomórfica se presume que es una falla neotectónica. Los contraescares que existen en el sector NE de la traza sugieren una componente de levantamiento con el bloque NE ascendiendo. Se interpreta un movimiento dextral con base en el desplazamiento en ese sentido del frente sur del valle de la quebrada Juray.

### ***Falla Esperanza***

Está expresada por un lineamiento prominente, localizado en la ladera NE de la fila Omega, muy cerca de la población de Esperanza. Tiene un rumbo promedio N25°W, una longitud de 4,5 km. Esta falla puede corresponder con un segmento de la falla Atirro.

Se caracteriza por una silla de falla, un contraescarpe y un drenaje alineado. En el extremo norte de la traza, al sur del cerro Atirro, existe un contraescarpe de 300 m de largo y alargado en sentido N30°W (Fig. 13a). Este contraescarpe se eleva hasta una altura de 6–15 m y está rodeado en su sector NW por una zona plana constituida por los materiales aluviales de un valle abandonado actualmente drenado por la quebrada Juray. En el sector SE de esta estructura se distingue un posible valle colgado y un cambio en la pendiente (Fig. 13b).

Se asume una componente gravitacional con el bloque NE levantándose, con base en la existencia de contraescares en el sector norte de la traza. Se considera que es una falla neotectónica, por afectar depósitos del Cuaternario, localizados en el sector del valle de la quebrada Juray.



**Figura 13:** Constraescarpe de falla en el extremo NW de la falla Esperanza. A) Vista del constraescarpe desde el SW del mismo. B) Vista desde el NE, en donde se aprecia además un cambio en la pendiente (señalado con una flecha).

### ***Lineamiento Ingenio***

Corresponde con un lineamiento moderado, localizado al SE de la comunidad de Atirro. Tiene un rumbo promedio N40°E y una longitud de 3,5 km. Se caracteriza por valles lineales escarpes y contraescarpes de 20 a 40 m altura.

### ***Lineamiento Conejo***

Está representado por dos lineamientos moderados localizados al SW del poblado de Atirro. Tienen un rumbo promedio N50°W y una longitud de 3,5 km. Están expresados geomorfológicamente por valles lineales y un escarpe. En el extremo NE, los lineamientos se unen en una traza, que transcurre por unos 300 m a lo largo del río Conejo.

### ***Lineamiento Silencio***

Corresponde con un lineamiento moderado localizado al NE del cerro Silencio. Tiene un rumbo N30°W y una longitud de 5 km. Está caracterizado por dos escarpes y dos valles lineales.

### ***Lineamiento Armado***

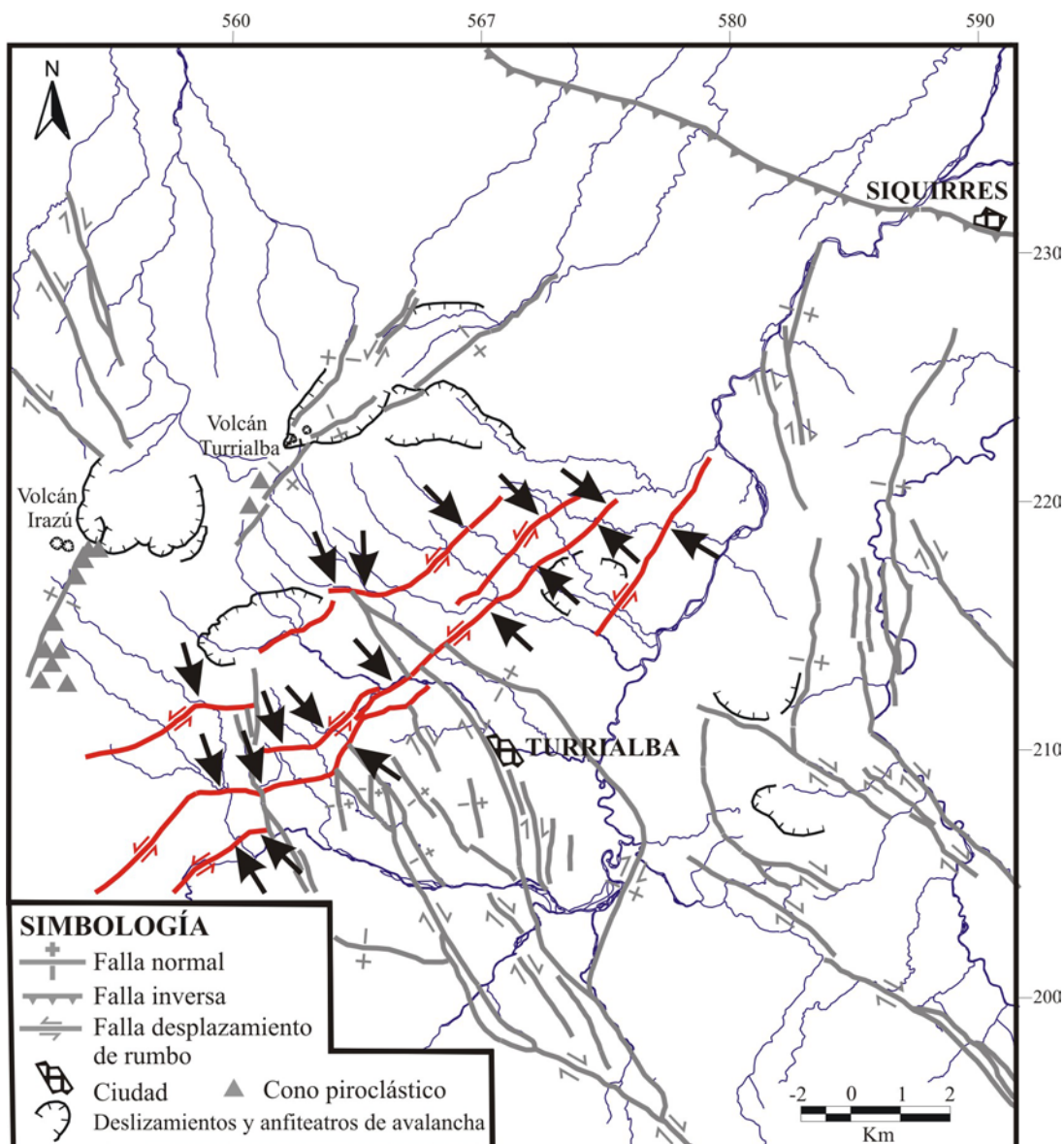
Es un lineamiento moderado de rumbo N20°W y longitud de 2,5 km, localizado al NE de la fila Atirro. Está representado por el valle lineal de la quebrada Armado, un escarpe y una silla de falla.

## **2. SISTEMA DE FALLAS NAVARRO**

El sistema Navarro consiste de una serie de fallas de rumbo NE, que se extienden desde la cabecera del río Navarro, al norte del Empalme (fuera del área de estudio) hasta el río Bonilla, al norte



de Lajas. En la zona de estudio está constituido por 3 fallas activas y 4 neotectónicas, expresadas principalmente por valles lineales, escarpes y drenajes desviados (Anexo 3, Fig. 14).



**Figura 14:** Localización del sistema de fallas Navarro (en rojo) y los cauces fluviales desplazados por las fallas del sistema (señalados con flechas negras). Otros detalles se muestran en los mapas 1 y 2.

La longitud total del sistema de fallas es de aproximadamente 54 km. El rumbo general de las fallas es NE, no obstante, se reconoce un cambio de rumbo hasta este-oeste, en los alrededores de las comunidades de Cervantes, Juan Viñas y Pacayas. La falla más importante del sistema es la falla Navarro, que tiene un rumbo promedio NE. Otras fallas, más cortas, transcurren en forma paralela a la falla Navarro. La longitud de los segmentos analizados varía entre 4 y 27 km. Considerando los

aspectos descritos en la metodología sobre el cálculo del potencial sísmico, se estima que las fallas pueden generar sismos máximos de entre 5,3 y 6,7 Mw

De este a oeste, el sistema incluye las fallas: Navarro, Santiago, Pacayas, Durán, Santa Cruz, Guayabo y Lajas (Cuadro 5). A continuación se describen las características morfotectónicas de estos lineamientos.

**Cuadro 5:** Principales características de las fallas del sistema Navarro

Nombre	Long <sup>1</sup> (km)	Rumbo promedio	Inclin.	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Grado de actividad	Sismic. asociada	Sismo máx. <sup>2</sup> (Mw)
F. Navarro	27 (54)	1. N40°E 2. E-W 3. N50°E	Vertical ¿S y SE?	Sinestral	Prominente	Activa	Sí <sup>3</sup>	6,7
F. Santiago	4 (?)	N55°E	¿Vertical?	Sinestral	Prominente	Neotectónica	No	5,3
F. Pacayas	7,5	1. N55°E 2. E-W	¿Vertical?	Sinestral	Moderado	Neotectónica	No	5,6
F. Durán	5,5	1. E-W 2. N45°W	¿Vertical?	Sinestral	Prominente	Neotectónica	No	5,5
F. Santa Cruz	11	N45°E	¿Vertical?	Sinestral	Prominente	Neotectónica	No	5,8
F. Guayabo	6,5	N45°E	¿Vertical?	Sinestral	Prominente	Activa	Sí	5,6
F. Lajas	8,5	N30°E	¿Vertical?	Sinestral	Débil	Activa	Sí	5,9

**Inclin.:** Inclinación del plano de falla determinada por fotointerpretación a partir del patrón que la falla posee en superficie; **Sismic. asociada:** Sismicidad asociada.

<sup>1</sup> Longitud de la falla dentro del área de estudio. Los valores entre paréntesis indican la longitud total en el caso de fallas que se prolongan fuera del área de estudio.

<sup>2</sup> Valores estimados utilizando las relaciones de Wells y Coppersmith (1994).

<sup>3</sup> De acuerdo con Aguilar (1984), Montero (2001) y Montero *et al.* (2001)

### ***Falla Navarro***

Corresponde con la falla más larga y prominente de las fallas de rumbo NE que existen en la zona de estudio. Se extiende con un rumbo que varía entre este-oeste y N50°E, desde el sur de la población de Cervantes hasta el río Bonilla, al norte de la población de Lajas. En la zona de estudio, su longitud es de 27 km; no obstante, su extensión es mucho mayor hacia el SW, en donde ha sido identificada en trabajo previos, al sur de la ciudad de Paraíso y a lo largo del valle de los ríos Navarro y Estrella (Aguilar, 1984; Geomatrix, 1994; Montero *et al.*, 1998). La longitud total de la falla puede ser de aproximadamente 54 km.

La falla Navarro fue mostrada por primera vez por Dondoli *et al.* (1968) y luego por Berrangé y Whitaker (1977). Fue confirmada como falla activa por Geomatrix (1994) y Montero *et al.* (1998), quienes encontraron rocas volcánicas y sedimentarias de edad Cuaternario cortadas por esta falla. Una trinchera de falla al sur de Paraíso demostró que es una falla activa con una zona de falla en este sector de unos 50 m de ancho (Geomatrix, 1994). Además afecta la colada de Cervantes, que de acuerdo con Alvarado (2000) tiene una edad de 17 000 años.

La falla Navarro se reconoce principalmente por valles lineales, escarpes, contraescarpes y sillas de falla. A lo largo de su traza se ha identificado 7 desplazamientos sinestrales en los cauces de los ríos Turrialba, Guayabito, Torito y Colima, y en las quebradas Pacayas, Veinticinco y en un afluente del río Reventazón, al norte de Naranjo. Los desplazamientos oscilan entre 150 y 1000 m.

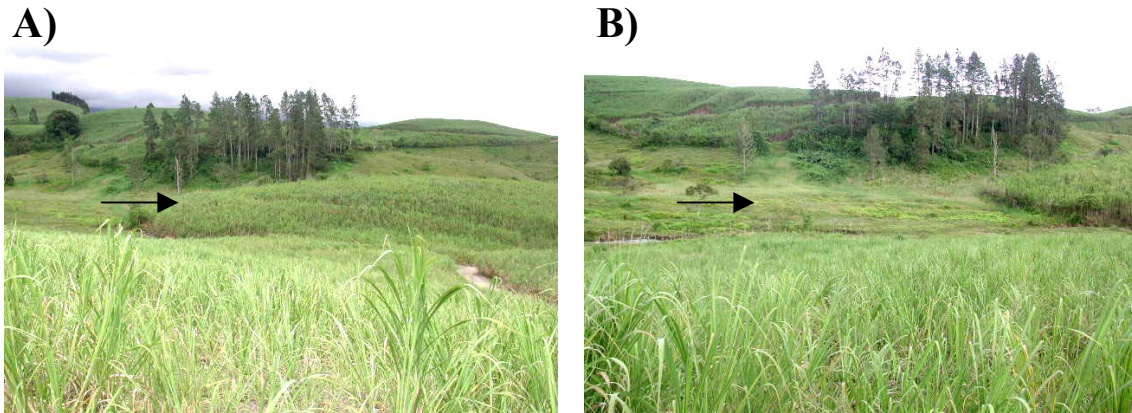
En su extremo oeste (fuera del área de estudio), la falla transcurre por el valle del río Estrella y por el borde norte del valle del río Navarro (Aguilar, 1984; Montero, 2001). Al salir del valle del río Navarro modifica su rumbo a NE y de acuerdo con Montero (2001) en esta zona la falla tiene una componente normal, con el bloque oriental descendiendo. Hasta este sector, la falla Navarro presenta un valle de falla profundo, con paleodepósitos de fuentes termales (valle del río Navarro), sillas de falla, trincheras de falla, quiebres de ladera y escarpes locales (Geomatrix, 1994). Además, existe una cuenca de tracción cerca de la confluencia de los ríos Navarro y Grande de Orosi (Geomatrix, 1994).

En la zona mostrada en los mapas 1 y 2, se reconoce el extremo NE de la falla. Desde el SW Cervantes hasta la comunidad de Descanso, se distingue por una traza de expresión débil y rumbo N40°E. A partir de la comunidad de Descanso cambia a un rumbo este-oeste. En este sector, se interpreta un desplazamiento sinistral de 250 m en una geoforma relacionada con una colada de lava. La falla continúa por el poblado de Birrís, en donde produce el desplazamiento sinistral de 400 m en la quebrada Pacayas. Hacia el este, atraviesa el valle de la quebrada Honda, hasta el poblado de Naranjo, donde se interpreta un desplazamiento sinistral de 350 m en una quebrada afluente del río Reventazón. Además, al norte de Naranjo existe un contraeskarpe de 5–10 m de altura, alineado con el rumbo de la falla. Otro lineamiento prominente paralelo a la falla Navarro se reconoce atravesando perpendicularmente el valle de la quebrada Honda. Tomando en cuenta la regla de la “V” definida para determinar la orientación de planos estructurales en valles fluviales, se determina que la falla Navarro se inclina hacia el sur en este sector.

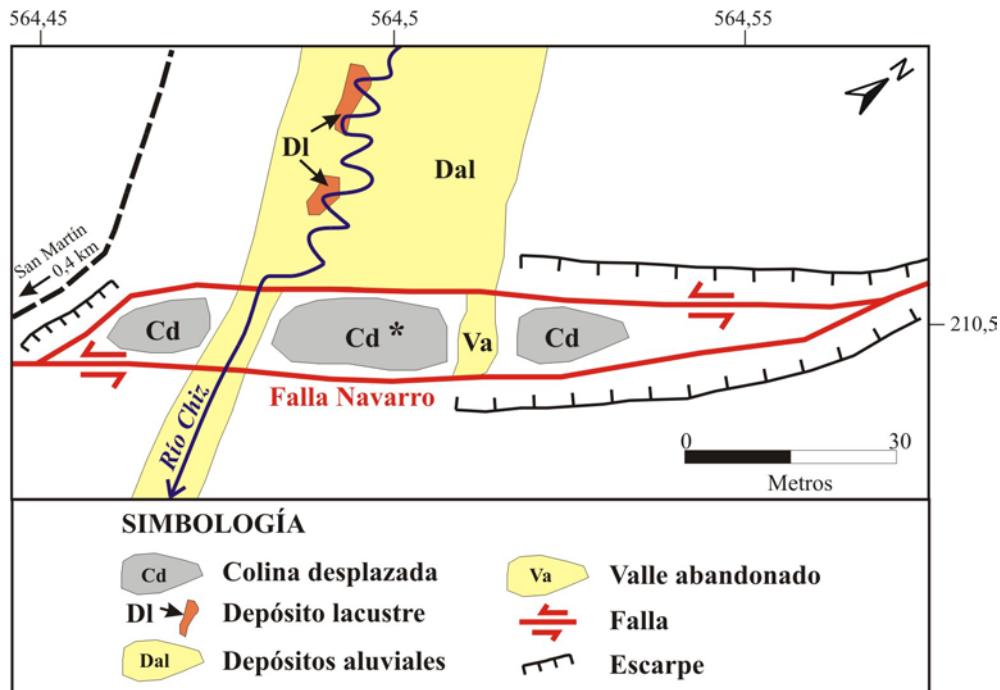
La falla Navarro continúa por una berma de falla hacia Juan Viñas, a partir de donde cambia su rumbo a N50°E y continúa hasta la comunidad de San Martín donde está expresada con un eskarpe de 5 m de altura. En este sector, las fallas Chiz y Tucurrique (de rumbo NW) convergen con la falla Navarro.

Al este de San Martín, en el cauce del río Chiz, se reconocen dos trazas de la falla Navarro, las cuales originaron el desplazamiento de una colina de 10 m de altura hacia el centro del valle fluvial. Este desplazamiento provocó el represamiento de material aluvial y el desarrollo de un patrón de drenaje meándrico, por espacio de unos 500 m, aguas arriba de la interrupción del cauce de dicho río (Fig. 15). En varios afloramientos, aguas arriba de la traza de la falla, se reconocieron depósitos lacustres, cargados de materia orgánica (especialmente fragmentos de madera), que son un indicio de un pequeño lago formado debido a la interrupción de las aguas del río Chiz. Un pequeño valle

abandonado, desplazado sinistralmente unos 30 m con respecto del curso actual, corresponde con el curso fluvial anterior que poseía el río Chiz y que fue desplazado por la falla Navarro. Actualmente, el río Chiz presenta un ligero desvío hacia la derecha (drenaje adaptado) al atravesar la zona de falla. La figura 16 muestra un esquema en vista de planta, que ilustra el efecto del movimiento de la falla Navarro en esta zona.



**Figura 15:** Evidencias geomorfológicas de la falla Navarro en el valle del río Chiz, al este de San Martín. A) Colina desplazada (flecha) localizada en el centro del valle fluvial. B) Material aluvial represado, aguas arriba de la colina desplazada (flecha).



**Figura 16:** Vista esquemática (en planta) de la traza de la falla Navarro al este de la comunidad de San Martín. El asterisco indica la colina desplazada mostrada en la figura 15a.

Hacia el NE, el lineamiento continúa por valles lineales, hasta el río Turrialba, el cual es desplazado sinistralmente aproximadamente 1 km. En los alrededores de Aquiares la traza pierde prominencia a lo largo de 2 km, hasta la base del escarpe de la falla Azul, el cual es desplazado sinistralmente 650 m. En forma similar, se interpreta que la falla Turrialba, es desplazada sinistralmente 700 m.

Al norte de Verbena, el río Guayabito es desplazado 1000 m en sentido sinistral. Cerca de la confluencia de los ríos Guayabo y Guayabito, afloran rocas de la Formación Uscari, las cuales son sobreyacidas por lavas (¿basaltos?) que pueden corresponder con las primeras fases eruptivas del volcán Turrialba (Pleistoceno Inferior ?). Ambas rocas lucen trituradas y muy alteradas en los afloramientos de esta zona. Una falla con orientación N38°E, 50° N52°W se reconoce afectando las lavas (coordenadas Lambert 215,7 N y 570,1 W) en un afloramiento localizado sobre la traza propuesta para la falla. Existe un deslizamiento activo (llamado Ceibo) que se moviliza hacia el fondo del valle de los ríos Guayabo y Guayabito. La presencia de la falla Navarro puede favorecer la ocurrencia de este deslizamiento.

Más al NE, la falla Navarro continúa hasta las cercanías del río Bonilla y se expresa en forma de sillas de falla y escarpes de hasta 20–40 m de altura. En este tramo se reconocen tres desplazamientos sinestrales en los cauces de los ríos Torito y Colima y en la quebrada Veinticinco. Los desplazamientos son de 150, 200 y 250 m, respectivamente.

Otras evidencias de la falla, se observan entre las poblaciones de Guayabo y Dulce Nombre, donde existen pequeñas lagunas y suampos alineados a lo largo de la traza. En este sector, existe un gran deslizamiento cuya corona tiene 2,5 km de diámetro y se inicia a sólo 350 m al SE de la traza de la falla. No se descarta la posibilidad de que este deslizamiento haya sido disparado por un terremoto histórico ocurrido en esta falla, o en otras cercanas. El lineamiento finaliza en la población de Sauce, al norte de Lajas, en donde se reconoce además otro lineamiento de 1 km de largo, de rumbo paralelo a la falla Navarro.

Montero *et al.* (1998) y Montero (2001) caracterizaron la falla Navarro como de desplazamiento de rumbo sinistral, lo cual es apoyado por el desplazamiento en ese sentido de varios elementos geomórficos, como 7 cauces fluviales y el escarpe de la falla Azul.

De acuerdo con Reagan y Gill (1989) el primer estado eruptivo magmático del volcán Turrialba, ocurrió hace menos de 75 000 años. Considerando el desplazamiento máximo de 1 km en los ríos Turrialba y Guayabito y la suposición de que las rocas desplazadas en estos sectores corresponden con los productos de las primeras fases eruptivas del volcán Turrialba, se determina una tasa de movimiento preliminar de 13 mm/año para la falla Navarro. Esta tasa de movimiento podría ser más baja si se considera la suposición de que las rocas más antiguas del volcán Turrialba fueron eruptadas

al mismo tiempo que el emplazamiento de la cordillera volcánica Central, hace unos 300 000 años (de acuerdo con Marshall, *et al.*, 2000b) y podría estar dentro del rango considerado por Montero *et al.*, (1998) definido entre 1–5 mm/año para esta falla.

#### *Sismicidad*

De acuerdo con Montero (2001), la distribución de daños del terremoto de Paraíso de 1951 (5,0  $M_L$ ) sugiere que este evento se originó en la falla Navarro (otros detalles de este sismo se mencionan en el apartado de sismos históricos del capítulo 4). Por su parte, Montero *et al.* (2001) muestran varios temblores alineados con la traza de la falla al oeste de su intersección con la falla Orosi, mencionando que al este de la intersección anterior, la falla se ha mostrado sísmicamente pasiva en un período de 20 años.

Aguilar (1984) relaciona con la falla Navarro dos enjambres de sismos ocurridos en la cabecera del río Navarro, en setiembre de 1980 y en diciembre de 1977. Este mismo autor, describe la sismicidad registrada por una red portátil instalada en la zona, en la cual se detectaron 200 sismos, entre el 3 y 9 de setiembre de 1980 y que podrían estar relacionados con esta falla.

Durante el período analizado en esta investigación (1992–2002) ocurrieron 12 sismos con epicentro a menos de 2 km de la traza de la falla. En extremo NE, ocurrieron los sismos referidos como 3, 59, 98 y 153 en el Anexo 5. Otros sismos se concentran cerca de la intersección entre las fallas Navarro y Azul (sismos 51, 92, 101 y 116 del Anexo 5). Todos los sismos se localizan al SE de la traza, en coincidencia con la dirección de buzamiento interpretada para esta falla. Los sismos referidos como 1, 73, 103 y 114 (Anexo 5) ocurrieron cerca de la traza de la falla Navarro, pero muy cerca de la convergencia de esta falla, con las fallas Campano, Tucurrique y Turrialba y su origen puede estar relacionado con cualquiera de estas estructuras.

#### ***Falla Santiago***

Está expresada por un lineamiento prominente de 4 km de longitud localizado al SW de la población de Santiago. Tiene un rumbo que varía de N55°E en su sector occidental, a este–oeste en su parte oriental. Se reconoce por el valle lineal en un tramo del río Reventazón y de la quebrada Mesas y una silla de falla. Se interpreta un desplazamiento sinistral de 200 m en el río Birrís.

#### ***Falla Pacayas***

Corresponde con una falla de expresión de débil a moderada, localizada entre las poblaciones de Pacayas y Capellades. Tiene una longitud de 7,5 km y un rumbo que varía de N55°E en su sector occidental, a este–oeste en su parte oriental.

Se reconoce por contraescarpes, una trinchera de falla y por el desplazamiento sinistral en la quebrada Pacayas y en el río Birrís, de 400 y 850 m respectivamente. Además, se interpreta que el valle

de la quebrada Honda es un valle abandonado, anteriormente drenado por el río Birrís y actualmente desplazado sinistralmente unos 900 m.

#### ***Falla Durán***

Tiene una expresión geomorfológica prominente de 11 km de longitud, que se extiende entre las poblaciones de Lourdes y Durán, con un rumbo este–oeste, y entre la quebrada Maravilla y el río Turrialba, con un rumbo N45°E.

Se reconoce por una expresión prominente caracterizada por contraescarpes y dos desplazamientos sinestrales de 450 y 300 m, en una quebrada al este de Durán y en el río Chiz, respectivamente.

#### ***Falla Santa Cruz***

Constituye una falla con expresión superficial de moderada a prominente que discurre desde el NE de Santa Teresa hasta Torito. Su longitud es de 11 km y su rumbo promedio es N45°E.

Su traza se inicia en el interior de un anfiteatro de avalancha, ubicado al SW del volcán Turrialba. En este sector, la falla se expresa en forma moderada con valles lineales y escarpes de 20 a 60 m de altura, que miran al NW. Su traza continúa en forma débil por una berma de falla y un valle lineal.

Al oeste de Santa Cruz, su traza se expresa en forma prominente. Se distinguen dos desplazamientos sinestrales de 400 y 300 m en los ríos Aquiares y Guayabito, respectivamente. La falla continúa por la base de un escarpe lineal, que mira al SW y luego se reconoce por el desplazamiento de 300 m, en sentido sinistral, de unas pequeñas colinas ubicadas al sur de la localidad de Guayabo Arriba. Hacia el NE, se reconoce un desvío sinistral de 200 m en el río Lajas, luego del cual la falla pierde su expresión geomorfológica.

#### ***Falla Guayabo***

Está caracterizada por un lineamiento de rumbo N45°E y 6,5 km de longitud, que se extiende entre las poblaciones de San Antonio y Líbano. Su traza se reconoce por una silla de falla, un valle lineal y dos escarpes de 10 a 40 m de altura. En el sector oriental de su traza se reconoce un desplazamiento sinistral de 1 km en la quebrada Guineo.

#### ***Sismicidad***

Durante el período 1992–2002, cuatro eventos sísmicos (2,0–3,7  $M_L$ ) ocurrieron a menos de 1 km de la traza de la falla Guayabo. Estos sismos son referidos con los números 84, 89, 105 y 131 en el Anexo 5. Todos se localizan al NE de la traza de la falla.

### ***Falla Lajas***

Es una falla con expresión de débil a moderada, que se localiza al oeste de la población de Lajas. Tiene un rumbo de N30°E y una longitud de 8,5 km. Su traza se reconoce desde el río Guayabo, donde se interpreta un desplazamiento sinistral de 500 m en la cima de una fila montañosa, ubicada entre los ríos Guayabo y Lajas.

La falla continúa hacia el NE, con una expresión débil, hasta el este de Palomo, donde se interpreta un desplazamiento sinistral de 500 m en el río Colima. Finaliza al NW de las lagunas de Bonilla, con una traza doble, expresada en forma de trincheras de falla.

### ***Sismicidad***

Durante el período 1992–2002 cuatro sismos ocurrieron a lo largo de la traza de esta falla y pueden estar relacionados con la actividad de la misma. Estos sismos son referidos en el Anexo 5 con los números 94, 102, 130 y 160. La magnitud de estos sismos osciló entre 1,8 y 3,3  $M_L$ .

## **3. FALLAMIENTO EN LA CIMA DE LOS VOLCANES IRAZÚ Y TURRIALBA**

La mayoría de las estructuras volcánicas de los macizos Irazú y Turrialba tienen una clara orientación NE. En el caso del volcán Turrialba existen dos conos piroclásticos adventicios (cerros Tiendilla y El Armado), cuatro cráteres y un anfiteatro de avalancha alineados con un rumbo general N35°E. Además, los estratovolcanes Finca Liebres, Turrialba y Dos Novillos se alinean con la misma orientación (Soto, 1988).

En el volcán Irazú, unos diez conos piroclásticos ubicados en la ladera sur del volcán se alinean con un rumbo N20°E. Existe un salto a la derecha de 5 km, entre este lineamiento y el lineamiento de las estructuras volcánicas que existe en la cima del volcán Turrialba.

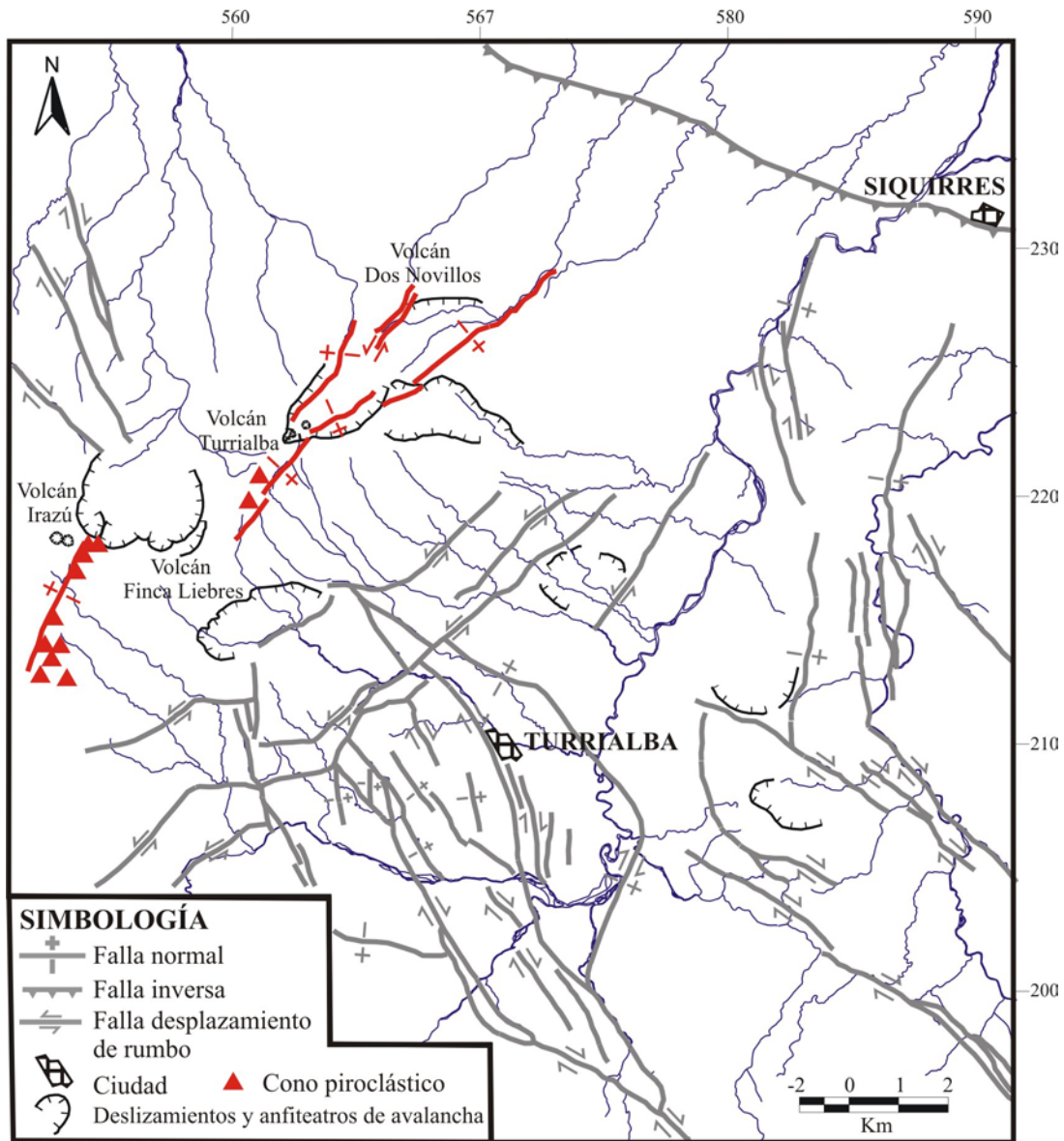
En este apartado se describen los lineamientos sugestivos de ser fallas activas o neotectónicas, que se localizan en la cima del dúo volcánico Irazú–Turrialba (Fig. 17, Cuadro 6). Al igual que las estructuras volcánicas, la mayoría de los lineamientos en este sector tienen un rumbo NE y están caracterizados por una expresión prominente a lo largo de escarpes y focos de emisión volcánica (Anexo 3). Tomando en cuenta los aspectos descritos en la metodología sobre el cálculo del potencial sísmico, se estima que estas fallas pueden generar sismos de magnitud máxima que varía entre 4,8 y 5,7  $M_w$ .



### **Falla Irazú**

Su traza ha sido reconocida en Barquero *et al.* (1995), Montero y Alvarado (1995), Fernández y Pacheco (1998) y Fernández *et al.* (1998). Se extiende por 6 km, desde 1 km al sur de San Juan de Chicoá, hasta la cima del macizo Irazú.

Está evidenciada por escarpes y la presencia de por lo menos una decena de conos piroclásticos alineados, con un rumbo promedio N20°E, entre ellos los cerros Noche Buena, Gurdían y Quemados. Los conos tienen formas redondeadas y alturas que varían entre 40 y 160 m sobre el terreno circundante.



**Figura 17:** Localización de las fallas y los conos piroclásticos en la cima del volcanes Irazú y Turrialba (en rojo). Otros detalles se muestran en los mapas 1 y 2.

### Sismicidad

Montero y Alvarado (1995), Barquero *et al.* (1995) Fernández *et al.* (1998), Fernández y Pacheco (1998) y Montero *et al.* (2001) mencionan que algunos sismos han sido detectados en la zona de la falla Irazú, ente ellos los enjambres ocurridos en junio y setiembre de 1982, entre enero y noviembre de 1991 y en junio de 1997.

**Cuadro 6:** Principales características de las fallas ubicadas en la cima de los macizos Irazú y Turrialba

Nombre	Long <sup>1</sup> (km)	Rumbo promedio	Inclin.	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Grado de actividad	Sismic. asociada	Sismo máx. <sup>2</sup> (Mw)
F. Irazú	6	N20°E	¿Vertical?	Normal	Prominente	Activa	Sí	5,5
F. Ariete	8	N40°E	¿Vertical?	Normal	Prominente	Activa	Sí	5,6
F. Elia	5	1. N45°E 2. N20°E	¿Vertical?	Normal	Prominente	Activa	Sí	5,4
F. Dos Novillos	2,5	N40°E	¿Vertical?	Normal con comp. sinestral	Moderada	Neotectónica	No	4,8
F. Destierro	8,5	N50°E	¿Vertical?	Normal	Moderada	Neotectónica	No	5,7

**Inclin.:** Inclinación del plano de falla determinada por fotointerpretación a partir del patrón que la falla posee en superficie; **Sismic. asociada:** Sismicidad asociada.

<sup>1</sup> Longitud de la falla dentro del área de estudio. Los valores entre paréntesis indican la longitud total en el caso de fallas que se prolongan fuera del área de estudio.

<sup>2</sup> Valores estimados utilizando las relaciones de Wells y Coppersmith (1994).

Fernández *et al.* (1998) asocian el enjambre de sismos ocurrido en junio de 1982 con la falla Irazú. Estos eventos ocurrieron en la cima del coloso y tuvieron magnitudes de entre 2,0 y 3,4 (Md). Montero y Alvarado (1995) asocian otro enjambre de sismos ocurrido en setiembre de 1982 con esta falla. Según la descripción brindada por estos autores, el evento de mayor magnitud fue de 3,7 (M<sub>L</sub>) y generó intensidades de VI (MM) en el área mesosísmica, reportándose la caída de objetos de los estantes, caída de tejas y rajaduras en paredes y pisos de construcciones de mampostería. Además, mencionan otro enjambre que se presentó en la misma zona en 1987.

Barquero *et al.* (1995) describen otros eventos sísmicos que se presentaron en un radio de 5 km a partir de la cima del volcán Irazú, entre enero y noviembre de 1991 luego de los terremotos de Piedras Negras y Limón de 1990 y 1991, respectivamente. De acuerdo con estos autores, los sismos se concentraron principalmente al sur y SE del cráter principal y ocurrieron a profundidades de entre 5 y 10 km. El evento más importante ocurrió el 20 de junio de 1991 (4,3 M<sub>L</sub>). En los sismos analizados por Barquero *et al.* (1995) existe una predominancia de soluciones focales para fallas normales con componente transcurrente. Otro enjambre de sismos ocurrido en junio de 1997, es asociado por Fernández *et al.* (1998) con la falla Irazú.

Durante el período 1992–2002 se registraron nueve sismos con epicentro en los alrededores de la traza (< 2 km). Esos son los sismos referidos con el Anexo 5, como 38, 43, 68, 69, 78, 79, 86, 87 y 107. La magnitud de estos sismos osciló entre 1,2 y 3,3  $M_L$ . Los sismos 78 y 79 son parte del enjambre de junio de 1997 descrito por Fernández *et al.* (1998).

#### ***Graben cuspidal del volcán Turrialba***

Fue descrito por Soto (1988), basado principalmente en evidencias geomorfológicas. De acuerdo con este autor, el graben está caracterizado por paredes subverticales con ángulos de 50–70° y recubiertos con piroclastos de caída y de oleadas.

El graben está limitado por las fallas normales Elia y Ariete (Soto, 1988). Estas fallas tienen longitudes de 5 y 8 km, respectivamente, no obstante, existen dos fallas (denominadas Dos Novillos y Destierro) que podrían ser prolongaciones hacia el NE de ambas fallas.

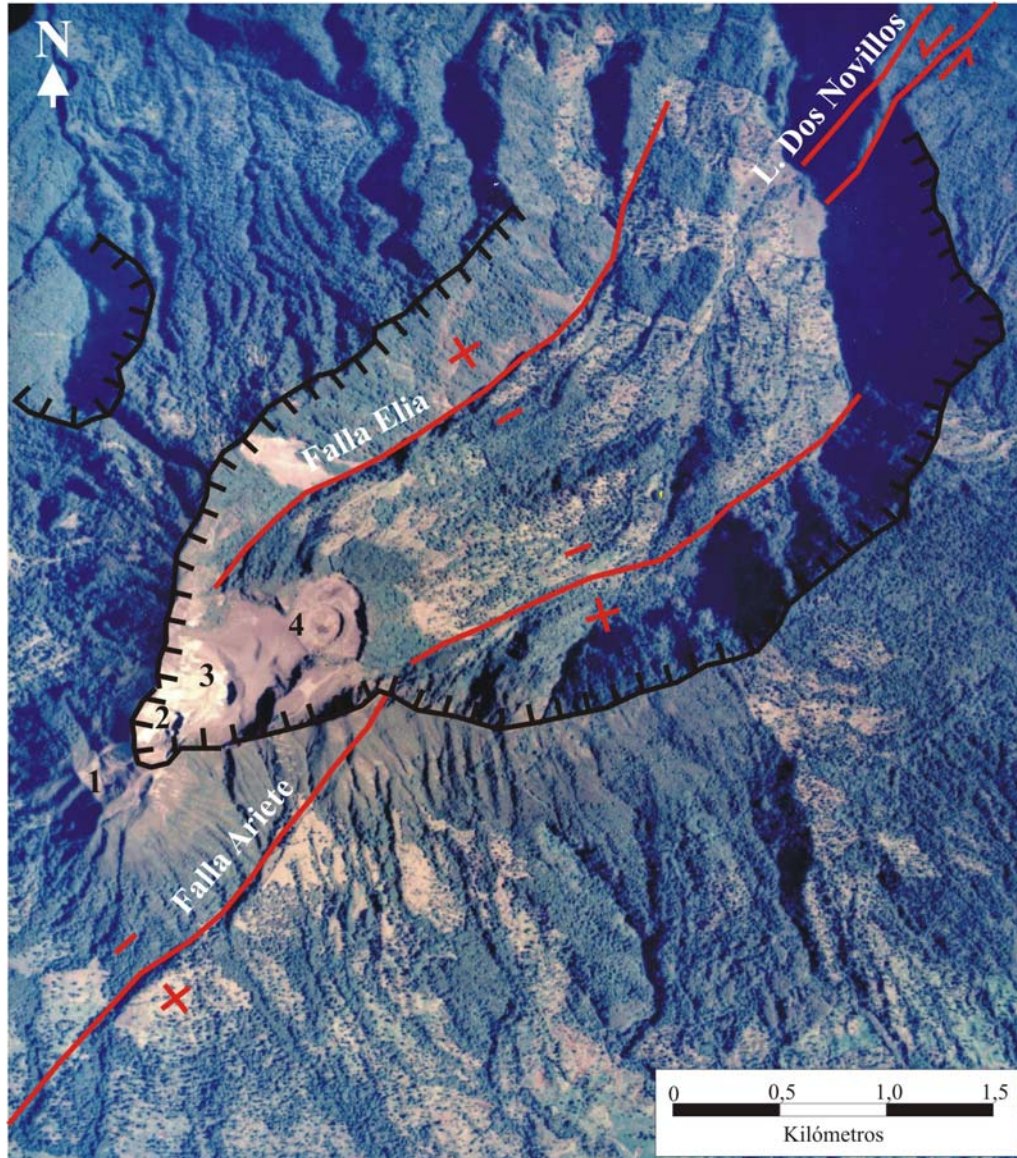
El graben cuspidal del volcán Turrialba está orientado en sentido N40°E, tiene 4 km de largo y 1,2 km de ancho. En el centro del graben, existen 4 cráteres y 2 conos piroclásticos llamados Armado y Tiendilla. De acuerdo con Soto (1988), considerando la existencia de los cráteres, conos piroclásticos y de la alineación de los estratovolcanes Finca Liebres, al SW y Dos Novillos, al NE, podría extenderse la longitud del graben hasta los 11 km.

La espectacular expresión del graben del Turrialba es favorecida por la existencia de un enorme anfiteatro de avalancha, de 2,5 km de ancho y 3,5 km de largo, que se abre hacia el NE y que es limitado por las fallas Elia y Ariete (Fig. 18). Los escarpes que limitan el anfiteatro tienen una altura de 300–600 m y una apariencia juvenil, mostrándose ligeramente disectados por las corrientes fluviales. De acuerdo con Soto (1988), este evento de avalancha volcánica fue favorecido por las fallas que limitan el graben.

#### ***Sismicidad***

Fernández *et al.* (1998) reportan cuatro eventos sentidos, con magnitudes de entre 2,5 y 3,6 ( $M_L$ ), como parte de un enjambre ocurrido en 1982. De acuerdo con estos autores, estos sismos se concentraron entre los cerros Tiendilla y Finca Liebres y fueron interpretados como originados en las fallas Elia y Ariete. Por su parte, Montero y Alvarado (1995) asocian este enjambre de sismos con la falla Irazú. Además, Fernández *et al.* (1998) consideran que varios de los sismos que ocurrieron en el enjambre de 1991 y entre 1992 y 1996 pueden estar relacionados con la falla Elia.

Durante el período analizado (1992–2002) siete sismos ocurrieron en la cima del volcán Turrialba. Estos sismos (referidos como 22, 52, 53, 65, 71, 124 y 164, en el Anexo 5) se localizaron en forma dispersa en la cima del macizo volcánico y tuvieron magnitudes entre 1,1 y 3,2  $M_L$ .



**Figura 18:** Fallamiento en la zona del volcán Turrialba (fotografía aérea Terra 11–143, L34A). Los cráteres volcánicos están señalados con números: 1 (cráter colapsado al NE), 2 (cráter SW), 3 (cráter central) y 4 (cráter NE). Los anfiteatros de avalanchas están representados por líneas dentadas.

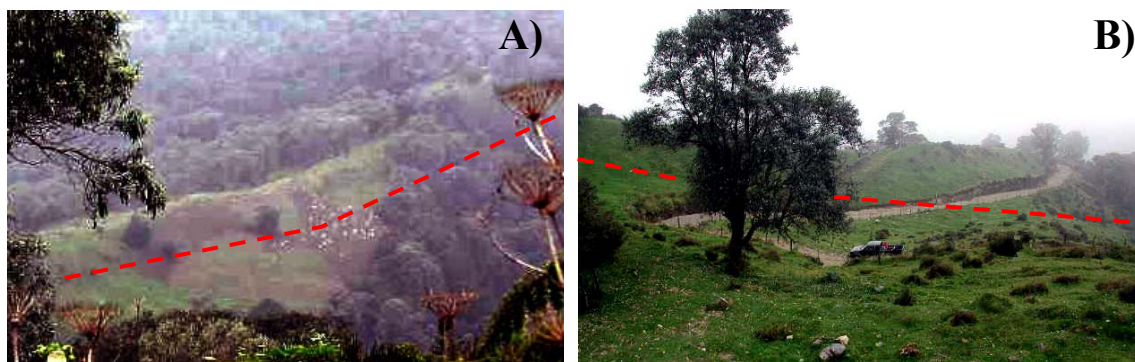
### *Falla Ariete*

Es una falla de 8 km de longitud que atraviesa el estratovolcán Turrialba con un rumbo promedio N40°E. Consiste de tres segmentos: el más occidental tiene una expresión débil y se caracteriza por un cambio en la pendiente y por un tramo lineal de 250 y 500 m en el cauce de los ríos Turrialba y Jesús María, respectivamente.

El segmento central es de carácter prominente y se caracteriza por un contraescarpe muy lineal de hasta 20 m de altura. A lo largo de su traza se alinean tanto la quebrada Ariete como el río Aquiares,



en un tramo cercano al kilómetro, antes de poder disectar el contraescarpe y fluir ladera abajo, hacia el SE. Este contraescarpe disminuye paulatinamente su altura conforme se acerca a la cima del macizo. En el camino de ascenso al volcán, aproximadamente a una altura de 3 200 m s.n.m, se observa con una expresión muy juvenil. En este sector, la falla se caracteriza por un contraescarpe de 5 m de altura (Fig. 19) y un valle lineal de una pequeña quebrada.



**Figura 19:** Contraescarpe de la falla Ariete (línea roja a trazos) en las cercanías de la cima del macizo Turrialba. A) Vista desde la cima del volcán. B) Sector donde lo intercepta la carretera de ascenso al volcán.

Soto (1988) observó fallas normales sintéticas en piroclastos de menos de 2 000 años de antigüedad en la cima del volcán, las cuales se encuentran en perfecto alineamiento con el escarpe de la falla Ariete. Esta falla muestra actividad neotectónica, ya que corta piroclastos y lavas muy recientes.

El segmento oriental de la falla transcurre por el valle lineal del río Guácimo, a lo largo de la base de un escarpe de 400 m de altura, que corresponde con la parte SE de un gran anfiteatro de avalancha que se abre hacia el NE y que tiene 2,5 km de ancho y 3,5 km de largo.

### ***Falla Elia***

Está caracterizada por un lineamiento prominente de 5 km de longitud, que se localiza al norte del volcán Turrialba. La falla posee un rumbo N45°E al oeste de Bajos de Bonilla, a partir de donde cambia a N20°E hasta finalizar al oeste del volcán Dos Novillos.

La falla transcurre por el valle lineal de la quebrada Elia a lo largo de la base de un escarpe lineal de 500 m de altura, que corresponde con el sector NW de un enorme anfiteatro de avalancha que se abre hacia el NE en la cima del volcán Turrialba.

Soto (1988) menciona que en la zona de la falla Elia, existen fracturas abiertas que han generado deslizamientos repetitivos. Uno de ellos ocurrió el 3 de julio de 1983, disparado por el terremoto de Buena Vista (6,1 Ms) con epicentro a 55 km al SSE del volcán. Además, menciona la existencia de una serie de manantiales que se precipitan desde lo alto de las paredes del escarpe.

### ***Fallas Dos Novillos***

En la cima del volcán Dos Novillos, existen dos lineamientos paralelos y prominentes, que son interpretados como fallas neotectónicas. Tienen un rumbo N40°E y 2,5 km de longitud. Están expresados por escarpes de 40 a 60 m de altura y valles lineales. Se interpreta un desplazamiento sinistral en la ladera este del valle del río Guácimo.

### ***Falla Destierro***

Corresponde con un lineamiento de expresión prominente a moderada localizado al NE del volcán Turrialba. Tiene una longitud de 8,5 km y un rumbo de N50°E. Está expresado por escarpes de 60 m de altura, que miran al NW y por el alineamiento de los ríos Destierro y Dos Novillos.

## **4. SISTEMA DE FALLAS KABÉBETA**

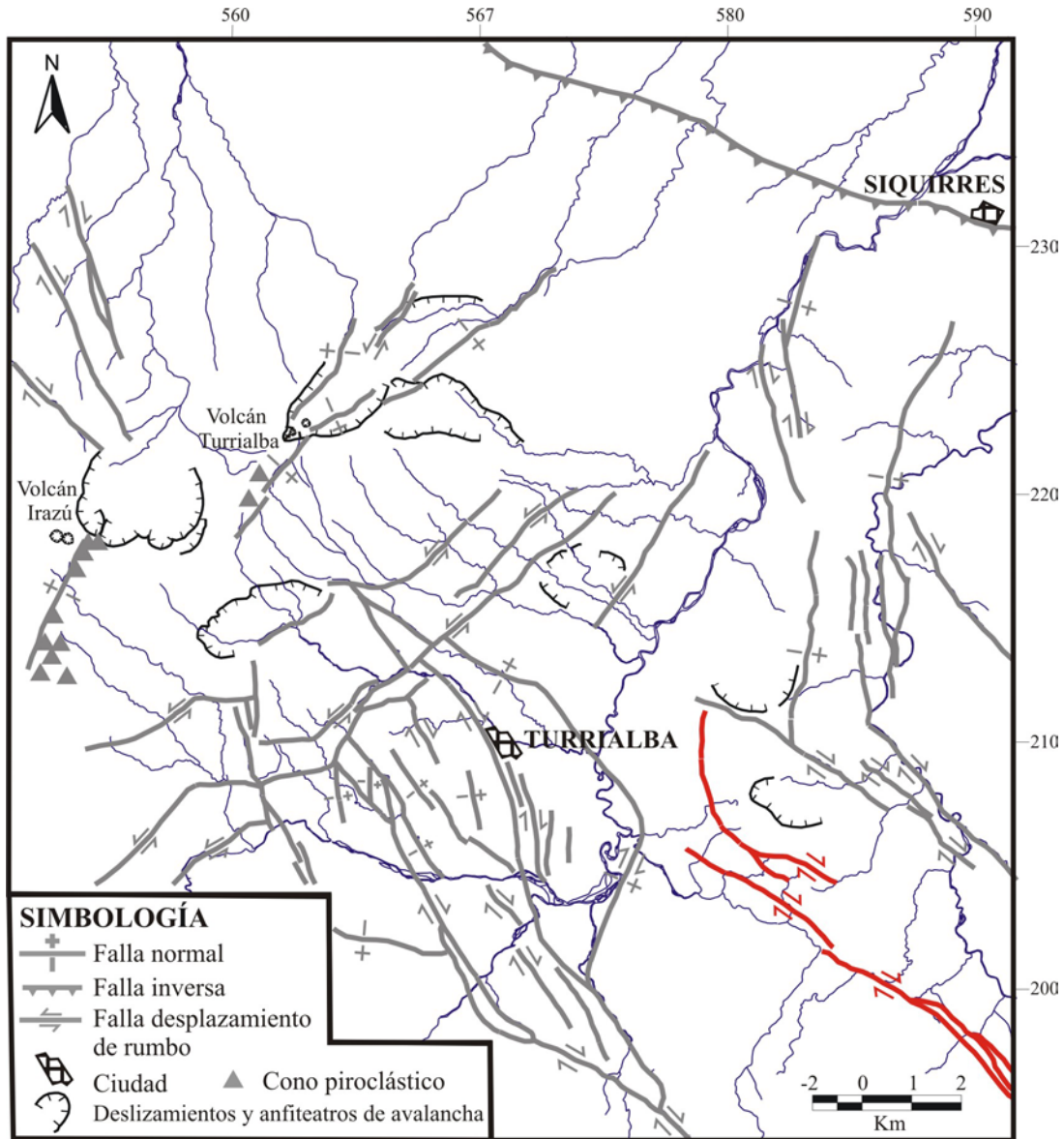
El sistema de fallas Kabébete se caracteriza por fallas con un rumbo predominante NW, que se extienden por 30 km desde las poblaciones de La Suiza y Jabillos, hasta las cercanías del río Chirripó (fuera del área estudiada). La zona de estudio, abarca el extremo NW del sistema de fallas, que tiene una longitud de 21 km desde las poblaciones de La Suiza y Jabillos hasta el río Pacuare.

El sistema es constituido por 1 falla activa, 1 neotectónica y 2 posiblemente neotectónicas, las cuales están caracterizados por una expresión moderada y prominente, a lo largo de valles lineales, sillas y escarpes de falla (Anexo 3). De norte a sur, se distinguen los lineamientos Pavones y La Suiza y las fallas Piedra Grande, Paulina, Tuis y Kabébete (Fig. 20, Cuadro 7).

Se interpreta un movimiento dextral en la mayoría de las fallas y en algunos casos un desplazamiento normal. Tomando en cuenta los aspectos descritos en la metodología sobre el cálculo del potencial sísmico, se estima que estas fallas pueden generar sismos de magnitud máxima que varía entre 5,7 y 6,6 Mw.

### ***Lineamiento Pavones***

Es un lineamiento de expresión moderada, que transcurre con un rumbo promedio N30°W, por la comunidad de Pavones. Tiene una longitud total de 4,5 km. Su traza inicia en el valle de una quebrada tributaria de la quebrada Tronadora y continúa hacia el SE por el valle de la quebrada Izarquito y dos sillas de falla.



**Figura 20:** Localización del sistema de fallas Kabébete (en rojo) en la zona de estudio. Otros detalles se muestran en los mapas 1 y 2.

### ***Falla Piedra Grande***

Es una falla de expresión moderada a prominente, localizada al norte de las comunidades de La Suiza y Tuis. Tiene una longitud total de 10 km, desde el cerro Alto Matrícula, al este de Jabillos, hasta el cerro Altos Piedra Grande, al norte de Tuis.

La traza transcurre con un rumbo norte-sur, a lo largo de la base de un escarpe de 80–200 m, que mira al oeste. El rumbo de la falla cambia a N60°W, en la cima del cerro Altos Piedra Grande, al norte de La Suiza, donde la traza se divide en dos segmentos. El segmento sur se caracteriza por contraescarpes de hasta 40 m de altura, y por el desplazamiento dextral de 150 m en una quebrada

tributaria del río Tuis. El segmento norte continúa hacia el SE, por un escarpe, dos valles lineales y una silla de falla, hasta finalizar en el valle del río Cabeza de Buey.

**Cuadro 7:** Principales características de las fallas y lineamientos del sistema Kabébete

Nombre	Long <sup>1</sup> (km)	Rumbo promedio	Inclin.	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Grado de actividad	Sismic. asociada	Sismo máx. <sup>2</sup> (Mw)
L. Pavones	4,5	N30°W	—	—	Moderada	—	—	—
F. Piedra Grande	10	1. N-S 2. N60°W	Vertical	Dextral— normal	Prominente	Posiblemente neotectónica	No	6,0
L. La Suiza	2,5	N30°W	—	—	Moderada	—	—	—
F. Paulina	7	N50°W	¿Vertical?	Dextral	Prominente	Neotectónica ¿Activa?	¿Sí?	5,7
F. Tuis	13,5	N55°W	¿Vertical?	Normal	Moderada	Posiblemente neotectónica	No	6,3
F. Kabébete	9,5 (19)	N50°W	Vertical	Dextral	Prominente	Activa	Sí	6,6
L. Barreal	5,5	N50°W	—	—	Moderada	—	—	—

**Inclin.:** Inclinación del plano de falla determinada por fotointerpretación a partir del patrón que la falla posee en superficie; **Sismic. asociada:** Sismicidad asociada.

<sup>1</sup> Longitud de la falla dentro del área de estudio. Los valores entre paréntesis indican la longitud total en el caso de fallas que se prolongan fuera del área de estudio.

<sup>2</sup> Valores estimados utilizando las relaciones de Wells y Coppersmith (1994).

Se presume un movimiento dextral con una fuerte componente gravitacional, con el bloque norte levantándose, con base en el desplazamiento dextral en una quebrada y el escarpe en el bloque norte de la falla.

### ***Lineamiento La Suiza***

Es un lineamiento de expresión moderada que transcurre con un rumbo N30°W, al NW de la población de La Suiza. Está expresado por contraescarpes y una silla de falla. Tiene una longitud de 2,5 km.

### ***Falla Paulina***

Corresponde con una falla de 7 km de longitud y rumbo N50°W, que se localiza en la ladera NE del valle del río Tuis. Se interpreta que esta falla es neotectónica, considerando su prominente expresión geomorfológica y de tipo dextral.

La traza inicia con una expresión moderada, al norte de La Suiza, donde transcurre al pie de tres contraescarpes que tienen alturas menores a 20 m. La falla sigue hacia el SE, por el valle lineal de una quebrada tributaria del río Tuis y de la quebrada Paulina, la cual muestra un desplazamiento en sentido dextral de 500 m. Al NE de Tuis la traza está expresada por un escarpe de 20 m de alto y por el desvío hacia la izquierda de 100 m en una quebrada tributaria del río Tuis. La traza finaliza al este de Tuis, en



donde se caracteriza por el desplazamiento dextral de unos 200 m en una quebrada y por una berma de falla.

#### *Sismicidad*

El 31 de enero de 1988, a las 5:31 p.m. ocurrió un sismo de 5,0 ( $M_L$ ) con epicentro 10 km al sureste de Turrialba, muy cerca de la traza de esta falla. Montero (2001) presenta un mecanismo focal para este evento, con un plano dextral de rumbo NW, por lo que la falla Paulina podría ser el origen de este evento sísmico. Otros detalles de este sismo se mencionan en el apartado de sismos históricos del capítulo 4.

#### *Falla Tuis*

Corresponde con una falla posiblemente neotectónica que transcurre al pie de la ladera NE del valle del río Tuis, desde el este de la población de Cruzada hasta el sur de Tayutic. Tiene una longitud de 13,5 km y un rumbo promedio N55°W. Se caracteriza por una expresión moderada y ligeros cambios de rumbo.

La falla Tuis se interpreta como un viejo segmento de la falla Azul, el cual perdió actividad al desarrollarse la cuenca la tracción Turrialba–Irazú. Considerando la localización de esta falla, se describe como parte del sistema de fallas Kabébeta, no obstante la relación entre las fallas de este sistema y la falla Tuis no es clara.

La traza inicia al este de la población de Cruzada, muy cerca de la traza de la falla Azul. Hacia el noroeste, en los alrededores de Eslabón, existe un lineamiento de expresión débil, de 2 km longitud y rumbo general N50°W, expresado en forma de bermas de falla y por un escarpe de 10 m de altura que mira al SW. Este lineamiento podría ser una prolongación al NW de la falla Tuis.

Entre las poblaciones de Cruzada y La Suiza, la falla está expresada por la terminación abrupta del frente montañoso y por la presencia de escarpes de hasta 20 m de altura, que miran al SW. Al norte de La Suiza la falla pierde su expresión y se infiere que su traza transcurre por la base del frente montañoso. Hacia el SE la traza continúa por una berma de falla, y en los alrededores de Tuis al pie de escarpes prominentes de 40–60 m de altura, que miran al SW. Terrazas levantadas a 60 m con respecto del nivel del río Tuis se localizan en este sector (Fig. 21).

La falla sigue hacia el SE por el valle del río Tuis, hasta la confluencia con la quebrada Puente Marimba, en donde converge con la falla Kabébeta. A partir de este punto, la falla pierde expresión geomorfológica, no obstante, al oeste de Tayutic existen escarpes de 40–60 m de altura y una terraza basculada que podrían relacionarse con una prolongación hacia el SE de esta falla.

Con base en los escarpes y terrazas levantadas localizadas en el bloque norte de la falla, se interpreta que esta falla tiene un movimiento normal, con el bloque norte subiendo. Además, la ladera

norte del valle del río Tuis, sugiere ser un escarpe viejo, muy disectado por las corrientes fluviales y de una pendiente mucho más fuerte que la ladera sur.



**Figura 21:** Terrazas levantadas (flechas), localizadas en los alrededores de la comunidad de Tuis. La traza de la falla se muestra por una línea roja a trazos.

### ***Falla Kabébeta***

Ha sido reconocida por Montero (2001) y Montero (en prensa). Es una falla de expresión prominente que transcurre con un rumbo promedio N50°W, desde Tayutic hasta el sector sur del cerro Kabébeta. En el área de estudio se localiza el extremo NW de la traza, que tiene una longitud de 9,5 km; no obstante, su traza continúa hacia el SE, fuera del área de estudio y puede llegar a tener una longitud total de 19 km.

La traza inicia al NW de Tayutic, en la convergencia de la quebrada Puente Marimba con el río Tuis. Transcurre hacia el SE por una trinchera de falla ubicada ligeramente al NW de Tayutic. En este sector existen problemas de drenaje y zonas con vegetación similar a la de los pantanos.

En las coordenadas Lambert 201,2 N y 584,4 W se reconocen por lo menos dos trazas de la falla, las cuales transcurren por la ladera sur de la fila La Mina. En este sector la falla se reconoce por bermas de falla y valles de pequeñas quebradas interrumpidas y desplazadas en sentido dextral. Se estimó un desplazamiento de 4,80 m en una de las quebradas. En la base de la fila La Mina, existen un mayor número de cauces de los que existen en la cima de la misma (Fig. 22). Esto puede ser explicado

por el movimiento continuo de la falla, que desplaza y luego provoca el abandono los pequeños cauces fluviales.



**Figura 22:** Quebradas desplazadas por la falla Kabébete al NW de Tayutic

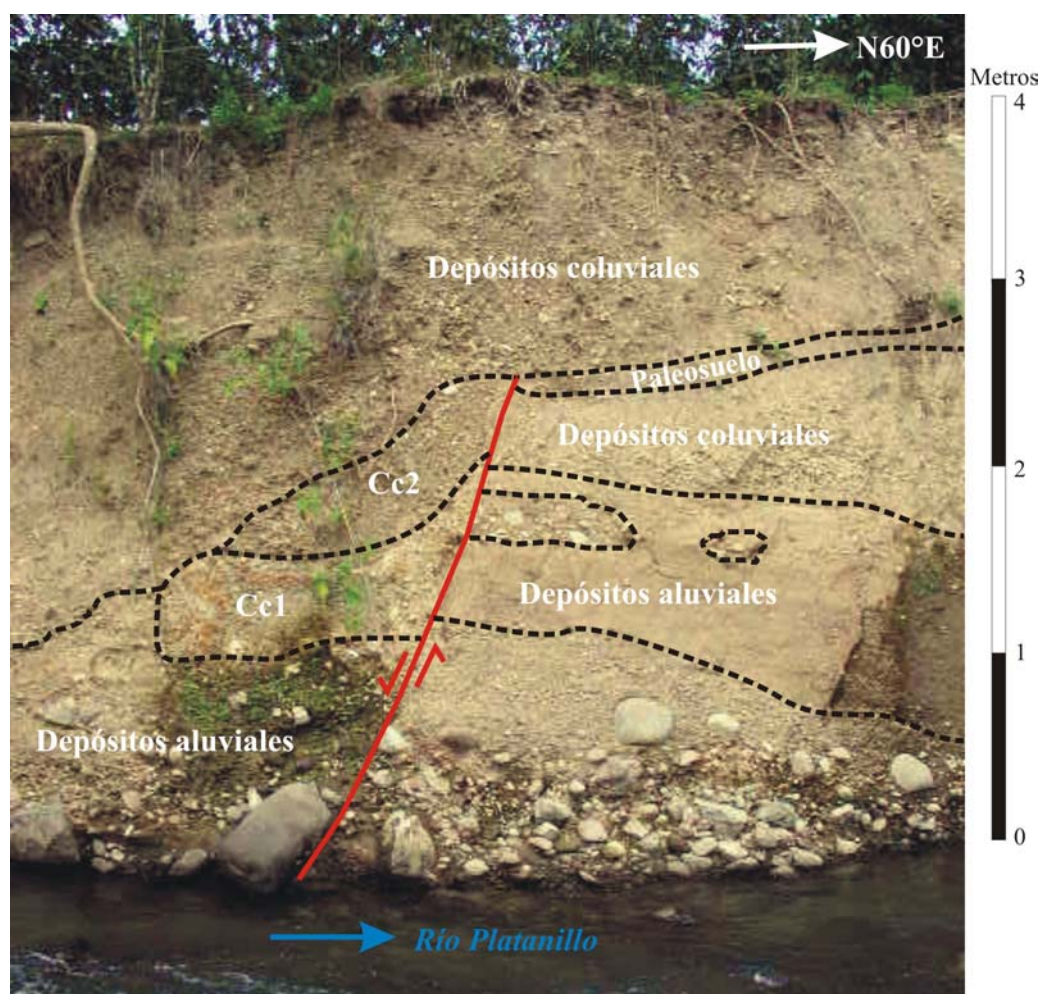
Al sur de Tayutic existe una pequeña cuenca de depositación aluvial, de 1,5 km de ancho, en la cual convergen los ríos Dulce Nombre y Platanillo y la quebrada Cacao. La depositación aluvial que ocurre en esta cuenca puede estar favorecida por el movimiento de la falla Kabébete, al desplazar la fila La Mina e interrumpir el curso del río Platanillo. De acuerdo con W. Montero (com. pers., 2003) otra posibilidad para el aumento en la depositación aluvial es el alargamiento del cauce del río Platanillo, sin mayor cambio en el gradiente, que ocurre debido a los movimientos continuos de desplazamiento dextral de la falla Kabébete.

La falla continúa por el valle de los ríos Platanillo y Jicotea, los cuales se encuentran desplazados en sentido dextral 1,3 y 0,5 km respectivamente. En el valle del río Platanillo, en las coordenadas Lambert 200,7 N y 585,7 W se encontró una falla con orientación N50°W, 55°S40°W, afectando depósitos aluviales y coluviales cuyas edades se presumen como Holoceno debido al poco desarrollo de suelo. Los depósitos se encuentran estratificados, y varían en un amplio rango granulométrico, desde arenas, hasta bloques de tamaños métricos. Se interpreta que la inclinación de las capas se debe a un basculamiento provocado por el movimiento de la falla.

En la figura 23 se muestra un esquema del afloramiento. La falla provoca un desplazamiento aparente de tipo normal, con el bloque SW descendiendo. Los depósitos aluviales localizados en la base del afloramiento son interrumpidos abruptamente por la falla. Se reconocen dos cuñas coluviales (Cc1 y Cc2), que pueden estar relacionadas con la erosión del escarpe de falla luego de eventos paleo–



sísmicos. Estos depósitos están formados por clastos angulares de composición lávica y tamaños centimétricos, con poca matriz (20%).



**Figura 23:** Falla Kabébete desplazando depósitos aluviales y coluviales, al SE de Tayutic. Las siglas Cc1 y Cc2 se refieren a dos depósitos (cuñas coluviales 1 y 2), relacionados con la erosión de un escarpe de falla producido probablemente luego de antiguos movimientos sísmicos.

Además, se identificó un paleosuelo de un color café oscuro, que es interrumpido por la falla. Sobre este paleosuelo existe un depósito coluvial-aluvial, proveniente de la fila La Mina, ubicada al norte del río Platanillo. Este último depósito no se encuentra cortado por la falla.

A unos 50 m al NE de la falla (aguas abajo) se reconoció una zona de aproximadamente 20 m de ancho, con depósitos aluviales muy alterados (¿alteración hidrotermal?), de colores gris y verde.

Al SE de la población de Jicotea la falla se divide en dos trazas que siguen hacia el SE en forma prominente a lo largo de valles lineales y escarpes. Al NE del cerro Alto San Rafael la traza se

divide nuevamente en dos segmentos que transcurren en forma paralela al sur del cerro Congo. Desplazamientos dextrales se observan en la ladera oeste y en el cauce del río San Rafael.

La traza sur sigue por el cauce de la quebrada San Rafael y una berma de falla, al sur del cerro Alto Calderón y luego por escarpes y valles lineales hasta el río Vereh. Fuera del área de estudio estas trazas de falla continúan hacia el SE y forman una traza simple al NE del río Pacuare. La falla Kabébete transcurre al sur del cerro Kabébete, hasta el río Chirripó.

#### *Sismicidad*

Montero (2001) considera que el fuerte sismo del 24 de abril de 1991 (6,1 Ms) pudo haber sido generado por la falla Kabébete, tomando en cuenta que el evento se localizó muy cerca de esta falla y que su mecanismo focal tiene un plano nodal dextral que coincide con el rumbo de la falla (N50°W). Otros detalles de este evento se mencionan en el apartado de sismos históricos del capítulo 4.

Durante el período 1992–2002 seis sismos tuvieron su epicentro a menos de 2 km de la traza de esta falla. Estos sismos son referidos en el Anexo 5 con los números 67, 125, 126, 135, 143 y 161. Todos los eventos se localizaron al NE de la traza de la falla y tuvieron magnitudes de entre 1,8 y 4,0  $M_L$ .

#### *Lineamiento Barreal*

Es un lineamiento de expresión moderada localizado entre las filas Vereh y Barreal. Tiene una longitud de 5,5 km y un rumbo promedio N50°W.

Su traza transcurre por escarpes, valles lineales y sillas de fallas. El lineamiento finaliza contra un lineamiento de rumbo general norte–sur relacionado con la falla Pacuare Arriba, ubicada al sur del área de estudio.

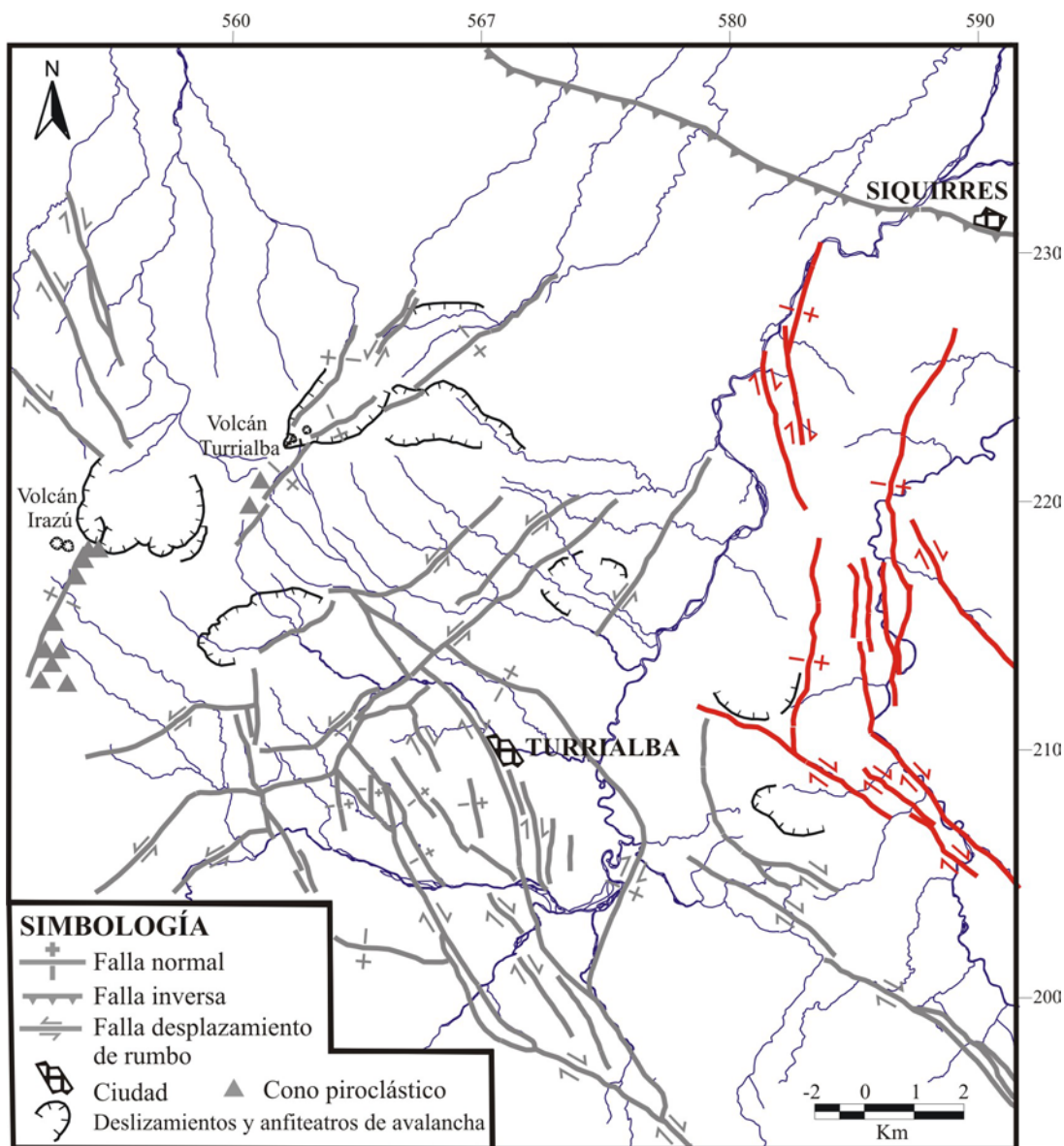
### **5. SISTEMA DE FALLAS PACUARE**

Está constituido por una serie de fallas y lineamientos de rumbo predominante norte–sur y NW, que se localizan en los alrededores del río Pacuare, entre la población de Bajo Pacuare y la ciudad de Siquirres. En total el sistema consiste de al menos 27 lineamientos sugestivos de ser fallas activas o neotectónicas (Mapa 1), los cuales tienen longitudes que varían entre 0,3 y 15 km y se caracterizan especialmente por transcurrir a lo largo de valles lineales y escarpes (Anexo 3). El sistema incluye 4 fallas activas, 4 neotectónicas y al menos 2 posiblemente neotectónicas (Mapa 2).

Se interpreta que las fallas de este sistema son predominantemente normales y dextrales. Al sur de la ciudad de Siquirres las fallas se orientan norte–sur, hasta el sector de Pacuare, a partir de donde predominan con un rumbo NW. Una complicada concentración de lineamientos se encuentra en los alrededores de la población de Tres Equis. De norte a sur se distingue las fallas Lomas, Carazo,

Palomo, Bajo Tigre, Tres Equis, Alto Corozal, Alcantarilla, Pacuare, Cabeza de Buey y Mollejones y los lineamientos Terciopelo y Margarita (Fig. 24, Cuadro 8).

Tomando en cuenta los aspectos descritos en la metodología sobre el cálculo del potencial sísmico, se estima que estas fallas pueden generar sismos de magnitud máxima que varía entre 5,3 y 6,8 Mw.



**Figura 24:** Localización del sistema de fallas Pacuare (en rojo) en la zona de estudio. Otros detalles se muestran en los mapas 1 y 2.

**Cuadro 8:** Principales características de las fallas y lineamientos del sistema Pacuare.

Nombre	Long <sup>1</sup> (km)	Rumbo promedio	Inclin.	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Grado de actividad	Sismic. asociada	Sismo máx. <sup>2</sup> (Mw)
F. Lomas	4	N15°E	Vertical	Normal	Prominente	Activa	No	5,3
F. Carazo	4	N10°W	Vertical	Normal– dextral	Prominente	Neotectónica	No	5,3
F. Palomo	6,5	N20°W	Vertical	Dextral	Prominente	Neotectónica	No	5,7
F. Bajo Tigre	15	N15°E	Al oeste	Normal– dextral	Prominente	Activa	Sí	6,4
L. Terciopelo	5	N20°E	—	—	Prominente	—	—	—
F. Tres Equis	9	N–S	Vertical	Normal con comp. de rumbo	Prominente	Neotectónica	No	5,9
F. Alto Corozal	6	N–S	¿Vertical?	¿Normal?	Prominente	Posiblemente neotectónica	No	5,6
L. de rumbo N–S	1,5– 3,5	N–S	—	—	Prominente –Moderada	—	—	—
L. de rumbo NE	1–4	N20°E– N70°E	—	—	Prominente –Moderada	—	—	—
F. Alcantarilla	7,5 (¿30?)	N45°W	¿Vertical?	Dextral	Prominente	Neotectónica	No	5,8
F. Pacuare	12 (¿28?)	N10°W	Al SW <sup>3</sup>	Dextral– Normal	Prominente	Activa	Sí	6,8
F. Cabeza de Buey	2,5– 3,5	N45°W	Vertical	Dextrales	Prominente	Activa	Sí	5,1
F. Mollejones	9	N55°W	Vertical	Dextral	Moderada	Posiblemente neotectónicas	No	5,9
L. Margarita	4	N60°W	—	—	Prominente	—	—	—

**Inclin.:** Inclinación del plano de falla determinada por fotointerpretación a partir del patrón que la falla posee en superficie; **Sismic. asociada:** Sismicidad asociada.

<sup>1</sup> Longitud de la falla dentro del área de estudio. Los valores entre paréntesis indican la longitud total en el caso de fallas que se prolongan fuera del área de estudio.

<sup>2</sup> Valores estimados utilizando las relaciones de Wells y Coppersmith (1994).

<sup>3</sup> Con base en López (1999).

### **Falla Lomas**

Ha sido reconocida por Alvarado *et al.* (1998). Está expresada por un lineamiento prominente de 4 km de longitud, que transcurre por la margen oriental del valle del río Reventazón, desde la comunidad de Florida hasta la quebrada Lajas. Tiene un rumbo N15°E. Se considera una falla activa, de tipo normal, con el bloque occidental descendiendo.

En el extremo norte, la traza inicia en las cercanías de la comunidad de Florida, donde se reconoce una terraza aluvial levantada unos 20 m con respecto del nivel del río Reventazón. En las cercanías de la comunidad de Florida, en las coordenadas Lambert 230,5 N y 583,5 W, existe una terraza aluvial levantada 2,5 m con respecto del nivel del río y basculada 7° al NW, a lo largo de un eje de rumbo NE. La terraza es de forma rectangular y mide 100 m de largo y 30 m de ancho. Hacia el SE la terraza está limitada por el cauce actual del río Reventazón y hacia las otras direcciones, se

encuentra rodeada por un cauce fluvial abandonado, probablemente inundado durante crecidas extraordinarias. Por la proximidad al cauce actual del río Reventazón y por la ausencia de desarrollo de suelo en la terraza, se asume una edad Holoceno.

Hacia el NW de la terraza basculada, existen una serie de abanicos coluviales, ubicados en la base del borde occidental del valle del río Reventazón. En estos depósitos se observó anomalías en la pendiente, incluso zonas horizontales, que sugieren un basculamiento hacia el SW. Por la ausencia de desarrollo de suelo estos depósitos se consideran como de edad Holoceno.

La traza de la falla continúa en forma prominente hacia el sur, a lo largo de la base de escarpes de 20–140 m de altura, que miran al NW y por un contraescarpe, de 10 m que mira al SE. Cerca de la confluencia de la quebrada Lajas y el río Reventazón, en las coordenadas Lambert 226,5 N y 582,2 W, existe una terraza levantada 8 m con respecto de la superficie del río. En esta terraza se observan cambios de pendiente, a lo largo de ejes con un rumbo norte–sur. El lineamiento finaliza al converger con la falla Carazo.

### ***Falla Carazo***

Está expresada como un lineamiento prominente, que se extiende desde la quebrada Lajas hasta el sector norte de la comunidad de Linda Vista. Tiene un rumbo N15°E y una longitud de 4 km. Anteriormente fue reconocida por Alvarado *et al.* (1998) y denominada con el nombre de falla Carazo por el personal del P. H. Reventazón.

La traza transcurre hacia el SW por la base de un contraescarpe de 40 m de altura y 600 m de largo y a lo largo de un valle lineal de una quebrada tributaria de la quebrada Lajas, que es desplazada en sentido dextral unos 750 m. Terrenos suamposos y una trinchera de falla se alinean con la traza de la falla (coordenadas Lambert 225,3 N y 582,3 W).

Más al sur, la falla transcurre por la base de un contraescarpe de 80 m de alto y 900 m de largo, en donde la quebrada Carazo se alinea por 2 km a lo largo de la falla. La traza finaliza en una silla de falla localizada al norte de la comunidad de Lajas.

Tomando en cuenta la expresión muy prominente, se interpreta que esta falla es neotectónica. Se asume un movimiento dextral–normal, con base en el desplazamiento dextral de una quebrada tributaria de la quebrada Lajas y en los contraescarpes que existen en el bloque occidental de la falla.

Existe otro lineamiento de 1 km de longitud al oeste de la población de Guayacán (Mapa 1), el cual tiene una expresión moderada, al pie de contraescarpes de 20–40 m de altura. En la quebrada Lajas, 500 m al oeste de dicho lineamiento, afloran rocas de las formaciones Uscari (Mioceno) y Guayacán (Plioceno), las cuales se encuentran intensamente alteradas y trituradas. Se reconocen planos de fallas en todas direcciones a lo largo de la quebrada, así como brechas, estrías y espejos de falla. El



plano de falla principal identificado tiene una orientación N78°E, 85° N12°W, un ángulo de rake de 20° y un movimiento sinistral.

### ***Falla Palomo***

Corresponde con una falla de expresión prominente de 6,5 km de longitud y rumbo promedio N20°W, que se extiende desde el oeste de la población de Linda Vista hasta el río Reventazón.

El extremo norte de la traza se inicia en la convergencia de la quebrada Carazo con el río Reventazón y transcurre hacia el sur en forma prominente, a lo largo del valle lineal de la quebrada Palomo, una silla de falla y una berma de falla, ubicada al oeste de la población de Linda Vista. Existe un desplazamiento dextral de 200 m en la quebrada Moncha, de donde se deduce su posible movimiento dextral.

### ***Falla Bajo Tigre***

Ha sido reconocida en los trabajos de Pérez (1996), Alvarado *et al.* (1998) y Montero (2001). También ha sido denominada Falla San Martín (Pérez, 1996). Corresponde con una falla posiblemente neotectónica de expresión prominente, localizada al sur de Siquirres, entre los cerros Alto Berlín y Alto Corozal. Tiene una longitud de 15 km.

La traza inicia con un rumbo general N15°E, al este de la cima del cerro Alto Berlín y transcurre hacia el SW, por la quebrada Marín, a lo largo de la base de un prominente escarpe de 200 m de alto, que mira al NW. La falla continúa por la quebrada Terciopelo, la cual muestra un desplazamiento en sentido dextral de 300 m y por la base de un prominente escarpe de 100–160 m de alto, que mira al NW.

El rumbo de la falla cambia a norte–sur al interceptar el río Pacuare, el cual se alinea con la traza en un tramo de 400 m. Continúa hacia el sur, al oeste del cerro Yolillal, por la base de escarpes de 20–200 m, que miran al oeste, hasta el valle de la quebrada Alcantarilla, cuyo frente norte parece estar desplazado en sentido dextral. Al sur de la quebrada Alcantarilla, continúa por el extremo NW de la fila Cartón, a lo largo de valles lineales y escarpes y contraescarpes de 20–40 m de alto. La traza finaliza al E del cerro Alto Corozal.

Existen dos lineamientos paralelos a la falla Bajo Tigre, ubicados a 250 y 600 m al oeste de la misma, en los alrededores de la población de Bajo Tigre. Estos lineamientos tienen longitudes de 1,5 y 3,5 km y se expresan en forma moderada a lo largo de escarpes, valles lineales y una silla de falla.

Se asume un movimiento normal considerando los prominentes escarpes localizados en el sector oriental de la falla. Además, posee una componente de desplazamiento dextral, sugerida por el desplazamiento en ese sentido del frente norte de la quebrada Alcantarilla y de la quebrada Terciopelo.

### *Sismicidad*

Durante el período 1992–2002 tres sismos tuvieron su epicentro a lo largo de la traza de esta falla. Estos sismos son referidos en el Anexo 5, con los números 47, 108 y 145.

### *Lineamiento Terciopelo*

Corresponde con un lineamiento prominente de 5 km de longitud y rumbo general N20°E, ubicado al sur de la ciudad de Siquirres, desde la quebrada Quebradón, hasta el río Pacuare. Su traza transcurre a lo largo de valles lineales y un escarpe de 60 m en el extremo norte. La quebrada Terciopelo se encuentra desviada 300 m hacia la izquierda a lo largo de la traza del lineamiento.

### *Falla Tres Equis*

Ha sido reconocida por Alvarado *et al.* (1998) y López (1999). Corresponde con una falla neotectónica de expresión prominente, y rumbo promedio norte–sur, que transcurre por la población de Tres Equis. Tiene unos 9 km de longitud.

La falla Tres Equis y otros lineamientos localizados en los alrededores de las poblaciones de Chitaría y Tres Equis, están localizados en una gran zona de deslizamientos activos. Esta situación dificulta el reconocimiento de estructuras neotectónicas, ya que muchos de los elementos geomorfológicos relacionados con el fallamiento activo, pueden también presentarse en zonas de deslizamientos (por ejemplo: terrenos suamposos, escarpes, contraescarpes, etc.).

La traza de la falla inicia al sur de la población de Linda Vista y transcurre hacia el sur y con una buena expresión a lo largo de la base de un escarpe que mira al este, una silla de falla y luego al pie de otro escarpe de 10–20 m de altura y 3 km de longitud, que mira al oeste.

Al sur de la población de Tres Equis, la falla continúa al pie de escarpes de 20–40 m de altura, que miran al oeste. En un cerro ubicado al este de Chitaría, en las coordenadas Lambert 214 N–583 W, existen tres lineamientos con longitudes de 300 a 700 m y rumbo general norte–sur, los cuales están expresados por escarpes de 5–15 m de altura. Estos lineamientos están ubicados entre 100–500 m al oeste de la falla Tres Equis y pueden corresponder con segmentos de la misma falla.

La falla transcurre hacia el sur, hasta el cerro Alto Guadalupe, al pie de escarpes de 20–40 m que miran al oeste. En este sector, convergen una serie de lineamientos de rumbo NE, con la traza de la falla Tres Equis.

Una gran corona de deslizamiento, de 3 km de diámetro, se reconoce en el extremo sur de la falla. Hacia el oeste de la falla Tres Equis, en el sector de Chitraría y Pilón de Azúcar, existe una morfología de deslizamiento, caracterizada por una pendiente muy irregular (alomada). Esta morfología se reconoce desde la población de Tres Equis, hasta el cauce del río Reventazón. No se

descarta la posibilidad de que esta falla haya favorecido el evento de deslizamiento, junto con otros factores como la litología y la pendiente.

Se presume que es una falla normal, esto con base en el prominente escarpe, que mira al oeste, no obstante, probablemente posee una componente de rumbo, evidenciado en un escarpe que mira al este, ubicado en su extremo norte. Según López (1999), de acuerdo con un análisis de los esfuerzos de la zona, esta falla es dextral con componente normal.

#### ***Falla Alto Corazal***

Anteriormente ha sido descrito por Alvarado *et al.* (1998) y López (1999). Tiene un rumbo general norte-sur, y se extiende por 6 km, por el valle del río Pacuare, al este de la población de Tres Equis. Se caracteriza por una traza prominente a moderada, que transcurre por un escarpe y una berma de falla, ambos en la ladera este del valle del río Pacuare.

Hacia el sur, atraviesa el sector oeste del cerro Alto Corazal, y se expresa en forma de valles lineales. La traza finaliza en un escarpe de 20 m de alto, al sur del río Pacuare.

Con base en los escarpes que se presentan en el bloque oriental, se presume que esta falla es de tipo normal con el bloque este levantándose. No obstante, López (1999) la considera como de tipo sinistral con componente inversa, de acuerdo con su análisis de los esfuerzos de la zona.

#### ***Lineamientos de rumbo norte-sur, al este de Tres Equis***

Corresponde con 5 lineamientos de rumbo general norte-sur que se localizan entre la población de Tres Equis y el río Pacuare (Mapa 1). Tienen longitudes de 1,5 a 3,5 km y se caracterizan por una expresión prominente, a lo largo de la base de escarpes de alturas menores a 40 m, que miran hacia el oeste (exceptuando un caso al norte de la quebrada Danta).

#### ***Lineamientos de rumbo NE, entre Pacuare y Tres Equis***

Corresponden con 10 lineamientos de rumbo NE, ubicados entre las poblaciones de Tres Equis y Pacuare (Mapa 1). Los lineamientos tienen longitudes que varían entre 1 y 4 km y en muchos casos transcurren desde la falla Tres Equis, hasta otros lineamientos adyacentes a ella, como los lineamientos Mollejones y Pacuare. Los lineamientos están expresados de forma prominente a moderada como escarpes, valles lineales y sillas y trincheras de falla.

Uno de estos lineamientos es descrito como parte de la falla Fila Mollejones definida por Alvarado *et al.* (1998) quienes le asignan un movimiento sinistral. Estos autores reportan una clara zona de falla, con un rumbo N20–40°E, y un movimiento sinistral, en la intersección de la carretera que conduce al Alto de Guadalupe con la quebrada Grande. También en un tajo ubicado cerca del Alto de Guadalupe reportan una falla con rumbo N30°E de tipo sinistral.

### ***Falla Alcantarilla***

Es una falla de expresión prominente localizada al norte de la fila Cajón. Tiene 7,5 km de longitud, pero puede continuar hacia el SE (fuera del área de estudio) por otros 22 km. Tiene un rumbo de N45°W. Anteriormente, la traza de esta falla fue reconocido por Soulas (1992) quien la asume como una falla dextral, no obstante no propone un nombre para la misma. Considerando su expresión prominente se considera una falla neotectónica.

El extremo NW de la traza es un valle lineal localizado en el cerro Alto Yolillal. Continúa hacia el SE, a lo largo de la base de un escarpe y luego por el valle lineal de la quebrada Alcantarilla. Fuera del área de estudio, lineamientos de rumbo N45°W continúan hacia el SE, y podría prolongarse hasta el río Chirripó, a lo largo de los valles lineales de los ríos Sapo, Barbilla y Moravia. Desplazamientos dextrales se reconocen en los ríos Sapo y Moravia (fuera del área de estudio).

### ***Falla Pacuare (o Bajo Pacuare)***

Ha sido reconocida por Soulas (1992), Alvarado, *et al.* (1998), López (1999) y Montero (2001). Corresponde con una falla de expresión prominente a moderada, que transcurre por el valle del río Pacuare, a la altura de la comunidad de Bajo Pacuare. En el área de estudio tiene una longitud de 12 km, no obstante la falla continúa hacia el SE y podría llegar hasta el río Chirripó, a lo largo de los valles de los ríos Peje, Moravia y Shara, para una longitud total de unos 28 km.

La traza se reconoce en su extremo norte, con un rumbo N10°W, por un valle lineal y un escarpe de 60 m de alto, localizados al norte del cerro Corozal. Hacia el sur, la traza transcurre en forma prominente hasta el río Pacuare, por tres valles lineales, una silla de falla y un escarpe de 100 m de alto. Se interpreta un desplazamiento dextral de 150 m en la quebrada Grande.

Al ingresar al valle del río Pacuare, la falla cambia a un rumbo N45°W y transcurre hacia el SE, a lo largo del valle lineal del río Pacuare. Al SW de la comunidad de Bajo Pacuare, existe un escarpe de 60 m de alto y una silla de falla. La falla continúa por el valle lineal del río Peje y continúa fuera del área de estudio.

Alvarado *et al.* (1998) observan varias evidencias en la margen derecha del río Pacuare y en el río Peje, como facetas triangulares, un lomo de obturación, terrazas basculadas en sedimentos no muy antiguos (Cuaternario Superior), ríos colgados (margen derecha Bajo Pacuare), sillas de falla y meandros abandonados, así como grandes deslizamientos alineados. López (1999) describe algunas otras evidencias localizadas en la margen derecha del río Pacuare, como áreas de alteración hidrotermal alineadas con la falla y dos cuerpos hipoabisales coincidiendo con el rumbo de la falla.

De acuerdo con López (1999) la inclinación del plano de falla en cuatro puntos medidos en la ladera este del valle del río Pacuare, muy cerca de la población de Bajo Pacuare, es entre S70°W y

S40°W. Además, considera que esta falla es dextral con componente inversa, de acuerdo con su análisis de los esfuerzos de la zona.

#### *Sismicidad*

Varios sismos ocurridos en los años 1976, 1980, 1991 han sido relacionados con la falla Pacuare. El 16 de octubre de 1976, alrededor de las 11 de la noche, se reporta un sismo con una magnitud de 4,1 ( $M_L$ ) con epicentro en la zona del río Pacuare, muy cerca de la comunidad de Cabeza de Buey. De acuerdo con Climent (1989) e ICE (1991c) la profundidad de este sismo fue de 30 km y produjo una intensidad de V (MM) en la ciudad de Turrialba.

En 1980, una red sismológica instalada para el P.H. Angostura registró entre el 20 y 21 de marzo un enjambre de 15 microtemblores. Estos sismos sólo se registraron en una estación ubicada en Pacuare, por lo que se estimó su localización dentro de un radio de 5 km. Se asignó la falla Pacuare como la fuente de estos sismos (Climent, 1989; ICE, 1991c).

López (1999) asocia algunos sismos ocurridos luego del terremoto de Limón con esta falla, obteniendo un mecanismo focal de uno de los eventos (25 de abril, 4,7  $M_L$ ), de tipo dextral con componente inversa y con un plano de rumbo NW–SE. Boschini (1989) obtuvo un mecanismo focal compuesto, con planos nodales de rumbo N65°W/70°E de tipo dextral y N21°E/81°W de tipo sinistral, para un grupo de sismos registrados por una red local entre 1987 y 1989 en la zona del río Pacuare, a unos 15 km al este de Turrialba. La solución de tipo dextral puede representar la sismicidad generada por la falla Pacuare en este período de tiempo.

Durante el período analizado en este estudio (1992–2002) cinco sismos tuvieron su epicentro en una zona de 2 km de ancho entre las fallas Pacuare y Cabeza de Buey, por lo que se pueden preliminarmente relacionarse con estas fallas. Estos sismos son referidos en el Anexo 5, con los números 8, 66, 74, 104 y 134.

#### ***Fallas Cabeza de Buey***

Reconocidos por López (1999). Corresponden con tres fallas paralelos a la falla Pacuare, localizados al NE de la población de Cabeza de Buey. Tienen longitudes de 2,5 a 3,5 km y un rumbo promedio N45°W.

Se caracterizan por una expresión prominente a moderada a lo largo de valles lineales, escarpes, sillas y trincheras de fallas. Desplazamientos dextrales se reconocen en la quebrada Pacayitas y en la ladera NW del valle del río Cabeza de Buey. De acuerdo con un análisis de los esfuerzos de la zona, López (1999) considera que esta falla es de tipo dextral con componente inversa.

### ***Falla Mollejones***

Es un lineamiento de expresión moderada de 9 km de longitud, que se extiende desde el norte de Jabillos, hasta el río Cabeza de Buey. Tiene un rumbo promedio N55°W.

Su traza transcurre por el valle del río Chitaría, luego hacia el SE por una trinchera de falla, el valle lineal de una quebrada tributaria del río Pacayitas, un escarpe de 80 m de altura, un valle lineal y una silla de falla. Se interpreta un desplazamiento dextral en la ladera norte del valle del río Pacayitas.

### ***Lineamiento Margarita***

Es un lineamiento prominente de 4 km de longitud y rumbo promedio N60°W, que transcurre al sur de la población de Mollejones.

El lineamiento inicia a lo largo del valle lineal de la quebrada Margarita, la cual se alinea con la traza por espacio de 1 km. Continúa hacia el SE a lo largo de contraescarpes de 20–40 m y finaliza en el valle del río Cabeza de Buey, el cual en este sector, fluye en forma perpendicular a la traza del lineamiento Margarita.

## **6. SISTEMA DE FALLAS SIQUIRRES–MATINA**

Corresponde con una serie de fallas expresadas en forma de escarpes y pliegues antiformal, de un rumbo WNW y este–oeste, que se extienden desde el sur de Guácimo hasta Matina. En la zona de estudio, se reconoce únicamente un lineamiento, denominado falla Siquirres, el cual está caracterizado por una traza débil y poco precisa, debido a que en este sector existen pocas evidencias geomorfológicas alineadas. No obstante, la interpretación de posibles pliegues antiformal y los desvíos anómalos en el drenaje, son indicativos de una deformación cortical en los alrededores de la traza propuesta (Anexo 3).

La falla Siquirres forma parte de un sistema de fallas inversas, que se extiende hacia el NE, a lo largo de otras fallas inversas como Guápiles y San Miguel y hacia el oeste, al pie del frente montañoso, desde Siquirres hasta las cercanías de Moín. Estas fallas son consideradas como una extensión hacia el oeste del CDNP (Soulas, 1989), que transcurre desde Colombia al norte de la República de Panamá. Por su parte, Montero (2001) considera estas fallas inversas como parte del CDCCR.

La longitud total del sistema de fallas, desde Moín, hasta Aguas Zarcas supera los 150 km. De acuerdo con Soulas (1989), la velocidad de deformación en la zona de Matina, es de 0,5 mm/año, con base en el análisis de los desniveles de depósitos cuaternarios y la suposición de un buzamiento promedio de 45° para el sistema de fallas. Luego del terremoto de Limón de 1991 (7,7 Mw), Soulas (1992) propone una velocidad mayor de 1 a 3 mm/año y una plano de falla profundo y superficial, de poca inclinación, unidos en el centro por una rampa mayor más inclinada, cuyo buzamiento puede

alcanzar 20 a 40°. Considerando la velocidad del movimiento, Soulas (1989) estima un período de retorno mínimo de 1 500 a 2 000 años. Por su parte, Montero *et al.* (1998) proponen una tasa de movimiento menor a 1 mm/año.

Estructuras antiformal, escarpes y otras geoformas relacionadas con fallas inversas han sido reconocidas entre las poblaciones de Guácimo y Matina por Soulas (1989), Boschini (1989), Soulas (1992), Montero *et al.* (1995), Salazar (1996) y Montero (2001). En este sector las fallas no afloran en la superficie (fallas ciegas), y en su lugar provocan una deformación expresada principalmente por pliegues antiformal y escarpes. De acuerdo con Soulas (1989) y Boschini (1989), al oeste de Siquirres se hace difícil reconocer la traza del sistema de fallas inversas, debido a que están recubiertas por potentes depósitos laháricos y abanicos aluviales, no obstante, de acuerdo con estos autores, la poca expresión geomorfológica no permite concluir su ausencia, especialmente porque los escarpes vuelven a aparecer cuando los lahares pierden su potencia hacia el NE.

En la hoja topográfica Matina, Soulas (1989) observa varias líneas de escarpes, los cuales sugieren que la falla principal se divide en varias fallas, al acercarse a la superficie. De acuerdo con este autor, el escarpe principal, de unos 200 m de altura, se encuentra coronado por remanentes de terrazas de edad probable Pleistoceno Inferior.

La falla Siquirres tiene un rumbo promedio N70°W y una longitud de 23 km, la cual podría ser mucho mayor, si se considera su continuación al NW hacia Guápiles y hacia el E de Siquirres. Se considera que esta falla es de bajo ángulo y que se inclina al sur, tal y como lo asumió Soulas (1989 y 1992) para la zona de Matina.

La traza de la falla Siquirres se reconoce al NW, por una estructura ubicada al este del río Guacimito interpretada como un pliegue antiformal, con un eje de rumbo N60°W. Continúa sin expresión por la ladera NE del volcán Turrialba, hasta el río Perlas, en donde se interpreta otro pliegue antiformal, con un eje de rumbo N70°W. En este sector, el río Perlas muestra fuertes desvíos de hasta 1 km, aguas arriba y aguas debajo de la traza propuesta para la falla.

Hacia el SE, entre los ríos Destierro y Vueltas, se infiere otro pliegue antiformal, caracterizado por la ausencia de drenajes y una pendiente baja ( $< 5^\circ$ ) en ambos flancos. El lineamiento continúa con un rumbo cercano al este-oeste, hacia Siquirres, donde se reconoce un cambio en la dirección del río Peje, la quebrada Once y el río Reventazón (a la altura de Florida y Codo del Diablo). Al norte de este último desvío se interpreta el basculamiento hacia el NE de un abanico aluvial. La falla sigue hacia el este de Siquirres por la base de un escarpe lineal de 60 m y de allí continúa al pie del frente montañoso, con dirección hacia Matina.

Se considera que la falla Siquirres es de carácter neotectónico, ya que deforma depósitos volcánicos y aluviales de edad Cuaternario. Hacia el oeste de Siquirres, Boschini (1989) describe una morfología fresca, lo cual indica un continuo rejuvenecimiento de las formas.

#### *Sismicidad*

La actividad sísmica en los alrededores de Siquirres y Guácimo es muy escasa. Montero *et al.* (1995), menciona que la actividad sísmica de esta zona está caracterizada por temblores aislados. En forma similar, Boschini (1989) detectó una serie de sismos aislados en la zona del P. H. Siquirres, localizado al este de Siquirres. Soulas (1989) menciona que los sismos aislados localizados en la llanura aluvial de Matina son producidos por fallas ciegas que forman parte del mismo sistema inverso.

Barquero y Rojas (1994a) reportan dos eventos sísmicos importantes que ocurrieron en la zona de Matina el 26 de abril de 1991 (magnitudes 4,0 y 5,2 Md). Estos autores obtuvieron mecanismos focales transcurrentes sinestrales con componente inversa y los relacionaron con el fallamiento inverso que hay en esa zona. Uno de los planos nodales para ambos sismos es cercano al este-oeste, lo que coincide con el rumbo de las fallas inversas en este sector.

En el período 1992– 2002 se localizaron unos 9 epicentros en los alrededores de Siquirres y al SW de la traza propuesta para la falla Siquirres. Estos sismos se localizan en forma dispersa y pueden asociarse preliminarmente con la actividad de la falla Siquirres. En el Anexo 5, estos eventos están referidos con los números 61, 76, 88, 113, 117, 133, 155, 159 y 163.

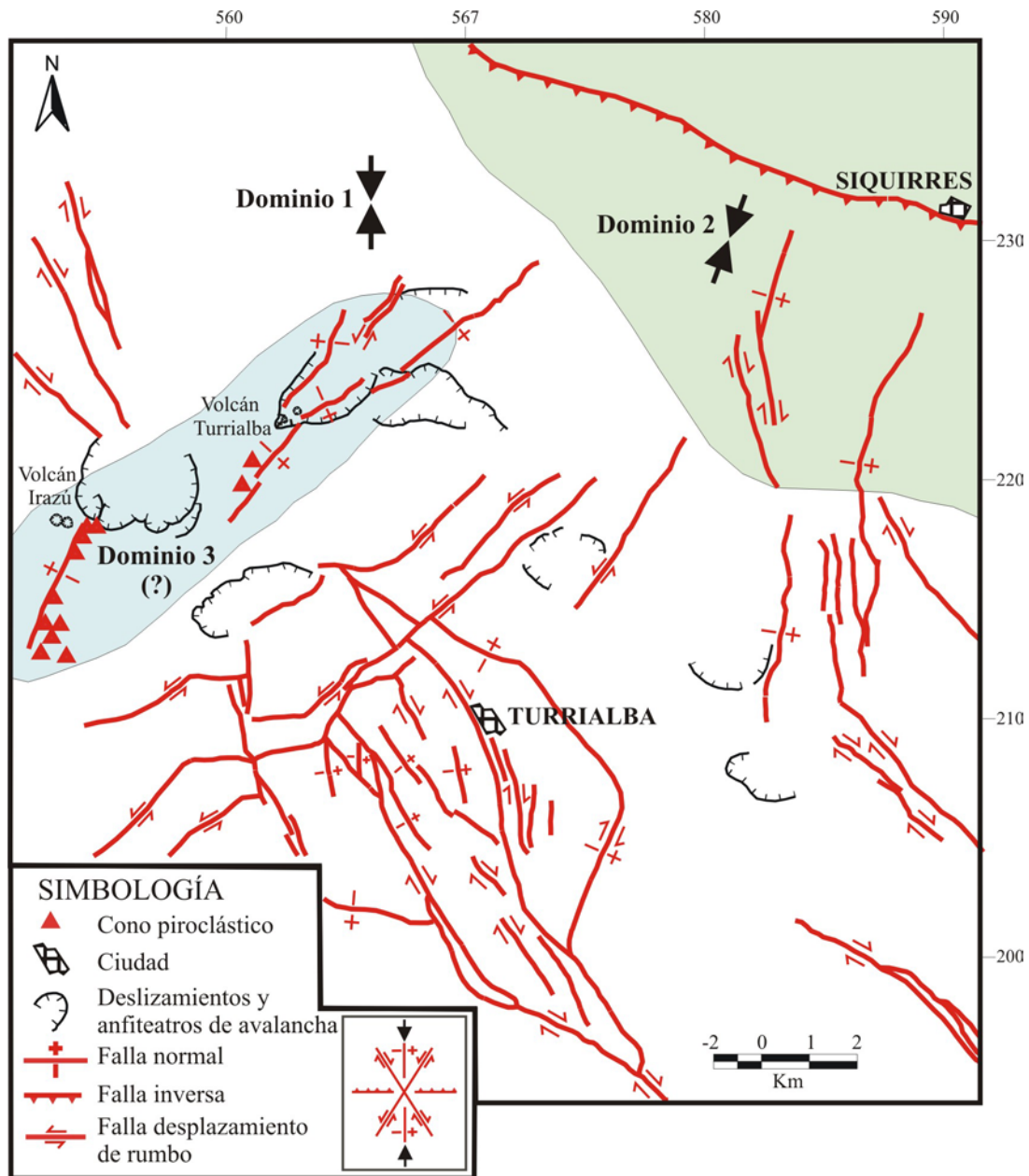
### **7. MODELO NEOTECTÓNICO**

El extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica se caracteriza por fallas neotectónicas de diversa geometría, especialmente de desplazamiento de rumbo y en menor medida, normales e inversas. El rumbo predominante de las fallas de tipo dextral es N30°–50°W, como por ejemplo las fallas Alto Grande, Río Sucio, Tucurrique, Turrialba, Atirro y Kabébete. En el caso de las fallas de tipo sinistral, el rumbo predominante es N40°–50°E, como las fallas del sistema Navarro. Existen fallas normales con un rumbo norte-sur, como las fallas Bajo Tigre y Tres Equis, y fallas inversas, como la falla Siquirres, que tiene un rumbo N70°W.

Esta relación entre la orientación y el tipo de fallamiento ha sido reconocida a lo largo del centro de Costa Rica por autores como Soulas (1992), López (1999), Marshall *et al.* (2000) y Montero (2001). De acuerdo con Kolarsky *et al.* (1995) esta configuración del fallamiento forma parte de la respuesta que presenta un arco de islas cuando ocurre la subducción somera de áreas anómalamente gruesas del piso oceánico, como es el caso de la subducción del levantamiento del Coco bajo el sureste Costa Rica. Uno de los efectos más interesantes de este evento, es la rotación de 20 a 30° del esfuerzo compresivo horizontal máximo (ECHM) al pasar de la zona de convergencia entre las placas del Coco



y Caribe al arco interno (Montero y Morales, 1990, Montero, 1994 y Kolarsky *et al.*, 1995). Esto quiere decir, que en su mayor parte, la geometría del fallamiento en la zona de estudio está controlada por la dirección del ECHM que tiende a un rumbo que varía entre N0°E y N20°E en el sector central de Costa Rica (Montero *et al.*, 1992; Montero, 1994, Arias y Denyer, 1994, esta investigación). Tal y como ocurre en la mayor parte de la zona estudiada, un ECHM con dirección norte-sur produce estructuras divergentes (fallas normales) con un rumbo paralelo al del ECHM, estructuras convergentes (pliegues y fallas inversas) con un rumbo perpendicular al del ECHM y fallas conjugadas (de desplazamiento de rumbo) con dirección NW de tipo dextral y NE de tipo sinistral (Fig. 25).



**Figura 25:** Dominios en la dirección del ECHM determinados de acuerdo con la geometría del fallamiento neotectónico.

Tomando en cuenta la geometría del fallamiento se identificaron tres dominios en la dirección del ECHM (Fig. 25). El más predominante tiene una orientación norte–sur y controla la geometría de los sistemas de fallas Atirro–Río Sucio, Navarro, Kabébete y el sector sur del sistema Pacuare. La orientación de acuerdo con el tipo de fallamiento es la descrita en el párrafo anterior.

Otro dominio se reconoce en los alrededores de Siquirres. En este sector, existen fallas normales con un rumbo N15°–20°E (fallas Lomas y Bajo Tigre), dextrales con un rumbo N10°–20°W (fallas Palomo y Lomas) y de tipo inverso (falla Siquirres), con un rumbo N70°W. En esta zona se estima un ECHM con dirección N15°–20°E, el cual controla la geometría del extremo norte del sistema de falla Pacuare y la falla Siquirres.

Un tercer dominio se reconoce en la cima de los macizos Irazú y Turrialba y en la ladera sur del volcán Irazú. En esta zona existen fallas normales con rumbos que varían entre N20°E y N50°E (fallas Irazú, Elia, Ariete). Por tratarse de edificios volcánicos activos, la orientación del fallamiento puede ser explicada como el resultado de una combinación de esfuerzos horizontales (ECHM con dirección probable norte–sur) y esfuerzos verticales y horizontales debido al ascenso del magma.

Por otra parte, existen fallas que no pueden ser explicadas satisfactoriamente con un ECHM con dirección N0–20°S. En estos casos, intervienen otros factores que pueden modificar la geometría del fallamiento, como son: los esfuerzos volcánicos y la convergencia de fallas. Un ejemplo es el de algunos segmentos de las fallas relacionadas con el sistema Navarro, en el sector de Naranjo y Pacayas. Estas fallas son de tipo sinistral y de rumbo NE, no obstante, existen tramos de hasta 5,5 km, en los que la orientación cambia a un rumbo este–oeste (fallas Navarro, Pacayas, Durán y Santiago). Este cambio en la orientación, puede ser explicado como una consecuencia de la convergencia de las fallas de los sistemas Navarro y Atirro–Río Sucio que ocurre en este sector. Otra posibilidad es el efecto de los esfuerzos volcánicos que afectan la orientación de las fallas, cuando estas entran a la base del edificio volcánico Irazú.

Otro ejemplo interesante es el de las fallas Atirro y Campano. Estas fallas limitan la cuenca de tracción Turrialba–Irazú y presentan fuertes cambios de rumbo, combinando movimientos normales y dextrales. La fuerte componente normal en estas fallas, puede ser explicada como el resultado de esfuerzos locales de tensión en los límites de la cuenca de tracción.

#### ***Evolución y relación del fallamiento con otros procesos geológicos***

La figura 26 muestra un modelo con la reconstrucción del fallamiento desde el Plioceno hasta el Holoceno. Se asumió una tasa de movimiento máximo de 1 mm/año para las fallas Blanquito, Alto Grande y Siquirres (Montero *et al.*, 1998), de 10 mm/año para la falla Turrialba (Montero, en prensa) y de 13 mm/año para la falla Navarro (esta investigación). Considerando la buena expresión

geomorfológica del fallamiento en las condiciones climáticas tropicales en las que se desarrolla, se presume que el resto de fallas neotectónicas identificadas poseen altas tasas de movimiento que varían entre 0,1 y 10 mm por año.

Se presume que la falla más antigua de la zona es la Azul–Tuis–Río Sucio, que pudo iniciar su actividad en el Plioceno, hace unos 5 m.a. Esta falla, de rumbo NW, estaba constituida por las trazas actuales de la fallas Río Sucio, Tuis y el sector NW de la falla Azul, que va de la zona de Angostura hasta Santa Cruz (Fig. 26a). Alvarado y Leandro (1997), con base en la existencia de estrías, espejos y brechas de falla en rocas de edad Mioceno y Plioceno, apoyan la existencia para la zona del P. H. Angostura, de una tectónica de fallamiento de rumbo con fuerte componente normal para el período Plioceno–Pleistoceno Inferior. Esta zona está localizada muy cerca de la traza propuesta para la falla Azul, por lo que estas evidencias de fallamiento podrían relacionarse con la actividad de la falla Azul–Tuis durante épocas anteriores al Holoceno.

Es importante resaltar el derrame de coladas de basaltos y la intrusión de rocas alcalinas hipoabisales (teschenitas) que interrumpió la sedimentación de la cuenca de Limón Sur durante el Plioceno. Este conjunto de rocas formó una plataforma emergida de unos 700 m de espesor (Cervantes y Soto, 1988), que estaba limitada hacia el NE por el océano Atlántico y cubierto en algunos sectores por sedimentos de la Formación Río Banano (Bottazzi, et al., 1994). Su origen fue interpretado por Cervantes y Soto (1988) como el producto de un volcanismo de fuente mantélica directa con poca diferenciación. Dataciones efectuadas por Bellón & Tournon (1978) dan edades de 4,6 m.a. para las basanitas de Guayacán; 5,7 m.a. para los basaltos del río Guayabo y 4,5 m.a. para las techenitas de la quebrada Terciopelo (ubicada al sur de Siquirres). Estas rocas han sido agrupadas en la Formación Alcalina Guayacán (véase estratigrafía del Terciario en el capítulo 2) y afloran en la zona entre Linda Vista, Siquirres y en el río Guayabo, a unos 4 km al NNE del las fallas Azul y Tuis (Azambre y Tournon, 1977; Cervantes y Soto, 1988; Cervantes, 1989; Pérez, 1989). No se descarta la posibilidad, de que estas rocas hayan ascendido hacia la superficie a lo largo de las fallas Azul y Tuis o de otras similares que pudieron estar ubicadas hacia el NNE de las mismas. Se presume que estas rocas abarcaron una gran extensión en el Plioceno y que actualmente en la zona de Turrialba se encuentran cubiertas por las rocas del volcán Turrialba y la Formación Suretka.

De acuerdo con Montero (en prensa) el desarrollo de la cuenca de tracción Turrialba–Irazú se inició luego del arribo del levantamiento del Coco a la fosa Mesoamericana en el sureste de Costa Rica. La edad de este importante evento tectónico es motivo de controversia y varía de acuerdo con diferentes autores, entre 5 m.a (Kolarsky *et al.*, 1995) y 3,6 m.a. (Collins *et al.*, 1995). Asimismo, Montero (en prensa) menciona que el sistema de fallas Atirro–Río Sucio, se desarrolló después del establecimiento del sistema de drenaje principal, hace aproximadamente 2 m.a.

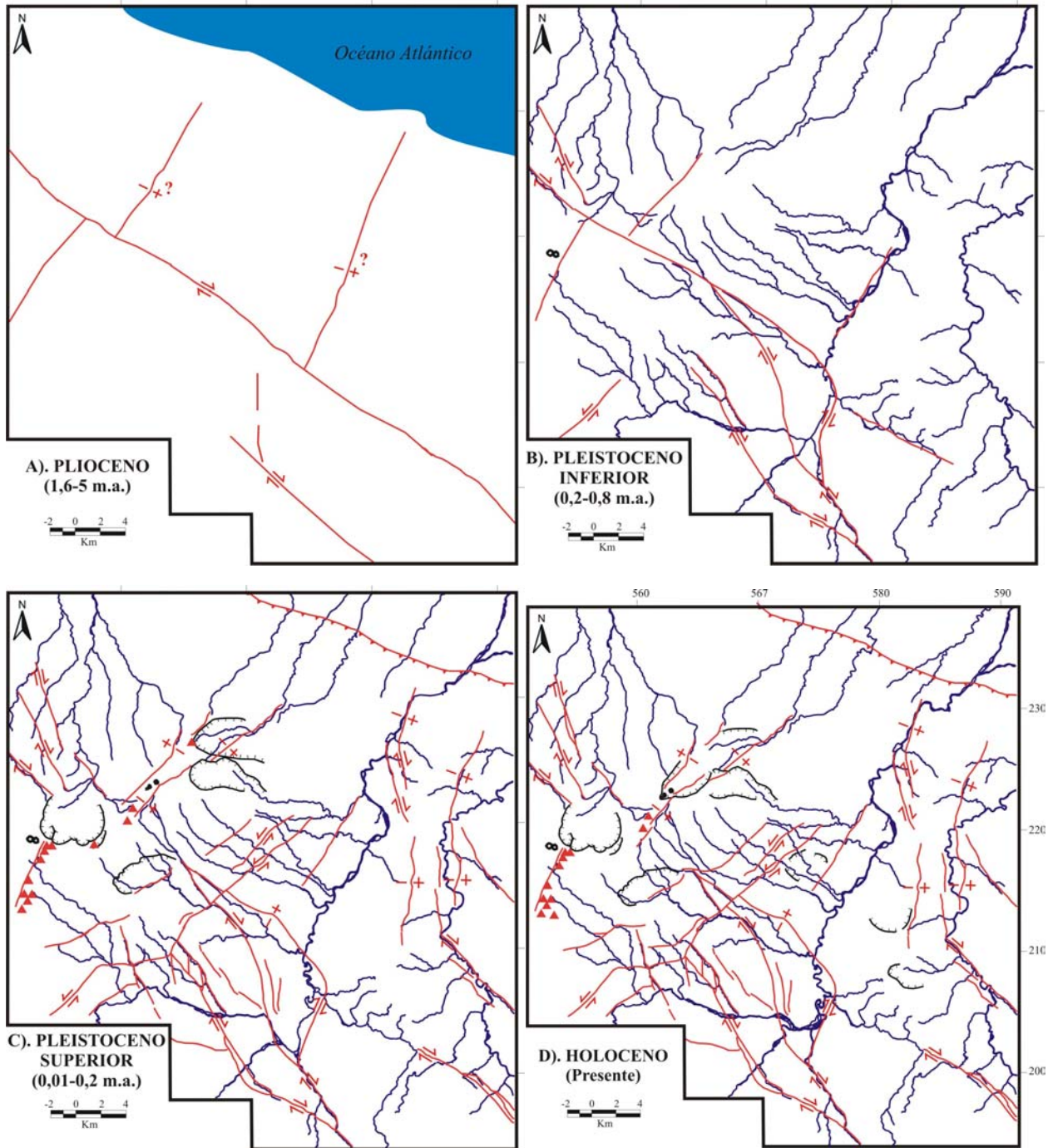
Las fallas Atirro y Río Sucio parecen ser las más viejas de la cuenca de tracción (¿Pleistoceno Inferior?). Según Montero (en prensa) el relevo derecho que existe entre estas dos fallas, originó la cuenca de tracción, en la que la falla Atirro desarrolló un desvío hacia la derecha (segmento NE de la falla Azul, en los alrededores de Atirro) y se continuó por la falla Azul hacia el NW. Esto se tradujo en una “captura” del movimiento de la falla Azul, por la falla Atirro, dejando el segmento SE (falla Tuis) inactivo desde el punto de vista de propagación de esfuerzos (Fig. 26b). Esta situación explica la apariencia mucho más juvenil que posee el escarpe de la falla Azul al NE de Turrialba en comparación con la ladera norte del valle del río Tuis. La componente dextral que posee la falla Azul, a lo largo de su segmento de rumbo NE, ha desplazado en ese sentido el escarpe de la falla Azul y el valle de río Tuis, anteriormente alineados. Una estimación grosera indica un desplazamiento de unos 4 km entre ambos elementos.

El macizo volcánico Turrialba creció en el extremo oriental de la cuenca de tracción Turrialba–Irazú. De acuerdo con Reagan y Gill (1989) el primer estado eruptivo magmático del volcán Turrialba, ocurrió hace menos de 75 000 años. Según Soto (1988) en la zona del volcán Turrialba, existen fracturas profundas que han facilitado el ascenso de magma desde fuentes mantélicas tanto calcoalcaldas como de tipo intraplaca, dando mezcla de magmas. Tomando en cuenta la ubicación del macizo Turrialba (en el extremo oriental de la cuenca de tracción) y el aporte desde fuentes mantélicas reconocido por Soto (1988) y Reagan y Gill (1989), se puede considerar que la cuenca de tracción Turrialba–Irazú propició la construcción del macizo Turrialba, a una distancia de 10 km al NE del eje volcánico Cuaternario de Costa Rica. A través de las fallas y fracturas tensionales de la cuenca de tracción se puede haber favorecido el aporte mantélico, que junto con el aporte de la fusión parcial de la placa subducida, han permitido la construcción del segundo aparato volcánico más voluminoso de Costa Rica (290 km<sup>3</sup>).

Se presume que otras fallas importantes de la zona iniciaron su actividad en el Pleistoceno Superior, entre ellas las fallas Siquirres, Pacuare, Navarro y Kabébeta. En la cuenca de tracción Turrialba–Irazú, se desarrollan otras fallas, como la Turrialba y la Tucurrique y en la cima de los volcanes Irazú y Turrialba, las fallas Irazú, Elia y Ariete (Fig. 26c).

Al final del Pleistoceno Superior, ocurrieron grandes colapsos volcánicos entre los edificios del Irazú y el Turrialba, justo en una zona a lo largo de la traza de las fallas del sistema Atirro–Río Sucio. Se interpreta que el gran volumen de los macizos volcánicos y la inestabilidad propiciada por el fallamiento, favoreció la ocurrencia de estos grandes eventos de colapso. Algunos depósitos relacionados se encuentran distribuidos a lo largo del valle de Turrialba, como es el caso de la denominada Brecha Angostura, de unos 80 m de espesor y de aproximadamente 17 000 años de edad (Alvarado y Leandro, 1997).

Durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno, el movimiento de la falla Navarro, ha provocado el desplazamiento en sentido sinistral de las fallas Azul, Turrialba y Quebrada Honda. Durante el Holoceno, la ocurrencia de varios deslizamientos importantes ha sido favorecida por la presencia de fallas activas en la zona (Fig. 26d). Existen coronas de grandes deslizamientos localizadas justo a partir de la traza propuesta para las fallas Navarro, Tres Equis, Elia, Ariete, Murcia, Chiz, Piedra Grande y Lajas. El ejemplo más espectacular es el del graben cuspidal del volcán Turrialba, dentro del cual existe un enorme anfiteatro de avalancha, de 2,5 km de ancho y 3,5 km de largo, que es limitado por las fallas Elia y Ariete. Otros ejemplos notables, son los deslizamientos localizados en la zona de Guayabo y Tres Equis, cuyas coronas se ubican muy cerca de la traza de las fallas Navarro y Tres Equis, respectivamente. No se descarta la posibilidad de que terremotos históricos ocurridos en estas fallas hayan disparado los grandes deslizamientos.



**Figura 26:** Modelo sobre la reconstrucción del fallamiento en la zona de Turrialba y Siquirres. A). Plioceno, B). Pleistoceno Inferior, C). Pleistoceno Superior, D). Holoceno. Se toman en cuenta las interpretaciones de Montero (en prensa) sobre el movimiento de la falla Turrialba. Los ríos se utilizan como referencia para mostrar el movimiento relativo de las fallas durante el Pleistoceno Inferior y Superior. Simbología similar a la de la figura 25.

## IV. SISMICIDAD

En este capítulo, se caracteriza la sismicidad de la zona de estudio. Se describen brevemente los sismos destructivos que han ocurrido en fallas ubicadas dentro de la zona de estudio, o en la prolongación de las mismas en los alrededores del área. Además, se brinda una descripción general de la sismicidad registrada por las redes locales instaladas por el ICE en la década de 1980 y por las estaciones permanentes de la RSN durante el período 1976–2002. También se describe la sismicidad del período 1992–2002, la cual fue relocalizada.

### 1. TERREMOTOS HISTÓRICOS DEL SIGLO XX

No existen muchas referencias históricas que indiquen sismos o terremotos que se hayan producido en la zona de Turrialba y Siquirres. El más importante es el denominado terremoto de Turrialba de 1948, el cual fue originado a una profundidad de 80 km, debido a la subducción de la placa del Coco bajo el territorio costarricense (Boschini, 1989).

La intensidad máxima reportada por la ocurrencia de un sismo local durante el siglo XX, fue debido al sismo de Pejibaye del 10 de julio de 1993 (5,8 Mw). Este evento tuvo su epicentro ligeramente al sur del área de estudio y generó una intensidad de VI (MM) en Turrialba, La Suiza de Turrialba y Tucurrique. Además, los terremotos de Limón de 1991 (7,7 Mw) y Buena Vista de 1983 (6,1 Ms) generaron respectivamente una intensidad de VII y VI (MM) en la región estudiada.

Los terremotos de Paraíso (21 de agosto de 1951), Patillos (30 de diciembre de 1952) y Pejibaye (10 de julio de 1993), son los sismos destructivos localizados más cerca de los límites del área de estudio. Otros terremotos importantes originados alrededor de la zona estudiada se resumen en el Cuadro 9 y se muestra en la figura 27.

#### ***Temblor de Turrialba del 19 de noviembre de 1948 (7,0 $M_L$ )***

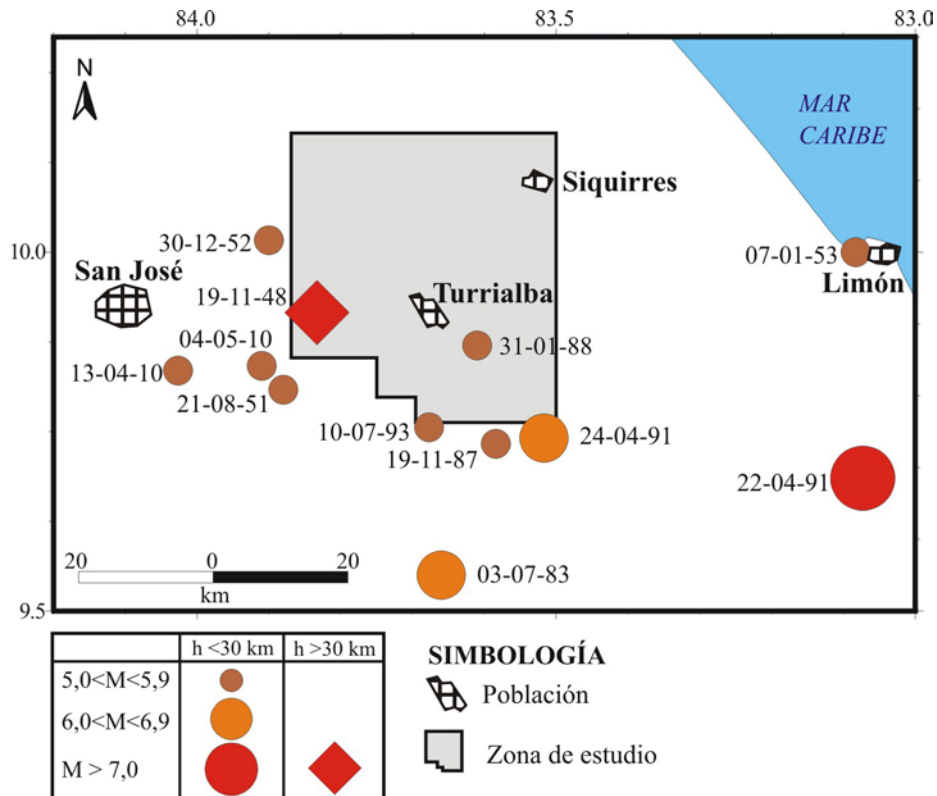
El evento sísmico más importante del que se tiene registro en la zona de Turrialba, es el terremoto del 19 de noviembre de 1948, el cual tuvo una magnitud de 7,0 ( $M_L$ ) y una profundidad de 80 km. El epicentro del sismo se localizó, en forma aproximada, entre las ciudades de Turrialba y Cartago (Boschini, 1989).

El temblor fue sentido muy fuerte y en forma prolongada en Turrialba, Cartago, Sarapiquí, San Isidro de Pérez Zeledón y Limón, y en sitios más distantes al epicentro, como Puerto Cortés y Puerto Jiménez. En todas estas localidades, Boschini (1989) interpreta una intensidad máxima de V (MM), tomando en cuenta el reporte de objetos caídos de las estanterías y la alarma en la población.



**Cuadro 9:** Características de los sismos destructivos que han ocurrido, dentro del área de estudio o muy cerca de sus límites, durante el último siglo. La figura 27 muestra la ubicación epicentral de estos eventos.

Fecha	Hora Local	Zona epicentral	Mag.	Prof. (km)	Origen	Referencia
13-04-1910	1:05	Tablazo	5,2 M <sub>L</sub>	12	Falla. Agua Caliente	Montero y Miyamura (1981)
04-05-1910	18:47	Cartago	5,4 M <sub>L</sub>	9	Falla Agua Caliente	Montero y Miyamura (1981)
18-11-1948	19:04	Turrialba	7,0 M <sub>L</sub>	80	Subducción	Boschini, (1989)
21-08-1951	21:41	Paraíso-Orosi	5,0 M <sub>L</sub>	< 20	Falla Navarro	Montero y Morales (1988) y Boschini, (1989)
30-12-1952	06:07	Patillos	5,9 M <sub>s</sub> 5,2 M <sub>L</sub>	14	Falla Río Sucio	Montero y Alvarado (1995)
07-01-1953	6:00	Limón	5,5 M <sub>L</sub> 5,2 M <sub>s</sub>	13	CDNP	Boschini, (1989)
03-07-1983	10:13	Buena Vista	6,1 M <sub>s</sub> 5,7 m <sub>b</sub>	14	Falla Buenavista	Boschini <i>et al.</i> (1988)
19-11-1987	10:02	Turrialba	5,1 M <sub>c</sub>	19	Falla Atirro	Montero (2001) y RSN
31-01-1988	17:31	Turrialba	5,0 M <sub>L</sub>	15	¿Falla Paulina?	Montero (2001) y RSN
22-04-1991	15:57	Limón	7,7 M <sub>w</sub>	24	CDNP	Montero <i>et al.</i> (1994b)
24-04-1991	19:13	Tuis	6,1 M <sub>s</sub> 5,7 m <sub>b</sub>	13	Falla Kabébata	Montero <i>et al.</i> (1994b); Montero (2001)
10-07-1993	20:41	Pejibaye	5,7 M <sub>s</sub> 5,2 m <sub>b</sub>	14	Sistema Simarí	Montero <i>et al.</i> (1993); Montero (2001)



**Figura 27:** Ubicación epicentral y fecha (día-mes-año) de los sismos destructivos que han ocurrido en los alrededores del área de estudio, durante el siglo XX.



El origen del evento se asocia con el proceso de subducción de la placa del Coco, bajo la placa Caribe. Debido a su gran profundidad, no generó daños importantes en la ciudad de Turrialba, ni en comunidades aledañas (Boschini, 1989).

***Terremoto de Paraíso–Orosi, del 21 de agosto de 1951 (5,0  $M_L$ )***

El 21 de agosto de 1951, a las 21:41 (hora local) ocurrió un sismo de 5,0 ( $M_L$ ) que generó daños en un área muy reducida, que incluye las poblaciones de Paraíso y Orosi. La intensidad máxima (MM) fue de VIII para Orosi y VII para Paraíso y Cachí, en donde hubo colapso de viviendas y grandes pérdidas en el comercio, por caída de objetos de las estanterías (Boschini, 1989).

Montero y Morales (1988) le asignan una magnitud de 5,0 ( $M_L$ ) y Boschini (1989) una profundidad focal somera ( $h < 20$  km). De acuerdo con Montero (2001) la distribución de daños de este terremoto, sugiere que fue originado por la falla Navarro.

***Terremoto de Patillos, del 30 de diciembre de 1952 (5,9  $M_s$ )***

El terremoto de Patillos, del 30 de diciembre de 1952 fue uno de los terremotos más destructivos que ocurrió durante la crisis sísmica que afectó en la región central de Costa Rica, entre los años 1951 y 1955. El sismo tuvo un trágico saldo de 21 muertos y se caracterizó por disparar grandes deslizamientos en la zona epicentral, ubicada en la falda WNW del volcán Irazú (Montero y Alvarado, 1995).

El sismo tuvo una magnitud de 5,9 ( $M_s$ ) y 5,2 ( $M_L$ ) y una profundidad de 14 km. La intensidad máxima generada por el terremoto fue de VIII (MM) en Patillos, Corralillo y otras poblaciones ubicadas al NW del volcán Irazú. El origen del sismo fue asociado con uno de los ramales de la falla Río Sucio (Montero y Alvarado, 1995).

***Sismo del 19 de noviembre de 1987 (5,1  $M_L$ )***

El 19 de noviembre de 1987, a las 10:02 (hora local) ocurrió un fuerte temblor de 5,1  $M_L$  con epicentro en el valle del río Atirro, 22 km al sureste de Turrialba. Este sismo fue sentido en casi todo Costa Rica y oeste de Panamá. El periódico La Nación del 20 de noviembre de 1987 informa: “el movimiento se sintió en La Lucha, Limón, Pérez Zeledón, zona sur, Matina y Limón. También se sintió en Bocas del Toro y en Chiriquí, en Panamá”.

Boschini (1988) muestra el mapa de isosistas de este sismo. La intensidad máxima reportada a raíz del sismo fue de V (MM) en La Suiza y Tayutic de Turrialba. Otros reportes de intensidad son (RSN, 1987): IV Turrialba y Buvis, III–IV Siquirres, III Cartago, Limón, San José, Desamparados, Grecia, Heredia, Alajuela, Golfito, San Ramón, Siquirres, II–III La Lucha, Corredores y II San Carlos,

Orotina, Quepos, Paso Canoas, Sixaola y Guápiles. Montero (2001) asocia este evento, con la falla Atirro.

***Sismo del 31 de enero de 1988 (5,0  $M_L$ )***

El 31 de enero de 1988, a las 5:31 p.m. ocurrió un sismo de 5,0 ( $M_L$ ) con epicentro 10 km al sureste de Turrialba, muy cerca de la comunidad de La Suiza. Luego del temblor principal, a las 5:40 p.m. se registró en este mismo sector, una réplica de 3,9 ( $M_L$ ).

La portada del periódico La Nación del 1 de febrero de 1988 informa: “Fuertes temblores se sintieron ayer” y se agrega en la página 10A que los sismos se sintieron fuerte en todo el Valle Central, Cartago y Limón. Barquero y Rojas (1994b) muestran el mapa de isosistas de este evento. La intensidad máxima reportada fue de VI (MM) en una zona al sur de Turrialba. RSN (1988) reporta las siguientes intensidades (MM): V en Juan Viñas, Turrialba y División, IV en San José, Cartago y San Isidro de El General, III en Orotina, Quepos, Ciudad Nelly y Siquirres y II Puntarenas, Golfito, Zarcero y Barra del Colorado.

Montero (2001) presenta un mecanismo focal para este evento, con un plano dextral de rumbo NW. El epicentro de este sismo se localizó muy cerca de la traza de la falla Paulina, al norte de la población de la Suiza. Se interpreta que esta falla es de tipo dextral, con base en el desplazamiento de cauces fluviales, por lo que podría ser el origen de este evento sísmico.

***Sismo del 24 de abril de 1991 (6,1 Ms)***

Dos días después del terremoto de Limón, un fuerte temblor de 6,1 Ms (5,6 mb) ocurrió a las 13:13 (hora local) del 24 de abril de 1991. El epicentro se localizó 26 km al SE de Turrialba y tuvo una profundidad de 13 km (Montero *et al.* 1994).

Este sismo produjo daños menores en la zona de San Isidro de El General y Turrialba, donde fue sentido con una intensidad de VI (MM). El periódico La República del jueves 25 de abril de 1991 (pág. 5A) reporta que debido a este sismo ocurrieron diversos derrumbes en la carretera Interamericana (kilómetros 117 y 126) y el colapso de tres casas en Palmital de Pérez Zeledón, en donde 15 personas resultaron afectadas. Montero (2001) considera que este sismo pudo haber sido generado por la falla Kabébeta, tomando en cuenta que el evento se localizó muy cerca de esta falla y que su mecanismo focal tiene un plano nodal dextral que coincide con el rumbo de la falla (N50°W).

***Terremoto de Pejibaye, del 10 de julio de 1993 (5,7 Ms)***

El 10 de julio de 1993 un sismo de magnitud 5,7 Ms (5,2 mb) sacudió la mayor parte del territorio costarricense. El sismo formó parte de una secuencia sísmica caracterizada por sismos

precursores y réplicas con magnitudes de hasta 4,9  $M_L$ . El evento principal tuvo una profundidad de 14 km y se localizó aproximadamente 7 km al SE de Pejibaye de Jiménez (Montero *et al.*, 1993).

La intensidad máxima generada fue de VII (MM) en la zona mesosísmica, con daños en las comunidades de Pejibaye, Humo, Taus y Turrialba (Montero *et al.*, 1993). De acuerdo con Montero (2001) estos sismos se originaron en el sistema de fallas Simarí, ubicado al sur de la comunidad de Pejibaye (ligeramente al sur del área de estudio).

## 2. SISMICIDAD EN EL PERÍODO 1976–2002

Durante el período 1976–2002, en la zona de estudio y sus alrededores han ocurrido 60 sismos sentidos por la población, la mayoría de ellos caracterizados por magnitudes bajas ( $< 4,0 M_L$ ) y profundidades someras ( $h < 10$  km). En ese período de tiempo, 12 sismos han tenido magnitudes mayores a 4,5  $M_L$ , entre ellos cuatro fuertes temblores con magnitudes de 5,1 a 5,6  $M_L$ , ocurridos minutos después del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (7,7 Mw). El Anexo 4 resume las características de los eventos sentidos que han ocurrido en la zona de Turrialba y Siquirres durante un período de 26 años, entre los años 1976 y 2002.

Durante la década de 1980, la Unidad de Auscultación y Amenaza Sismo–volcánica del ICE desarrolló varias campañas de auscultación sismológica en la zona de Turrialba, como parte de los proyectos hidroeléctricos que esta institución ha venido desarrollando en la zona. Entre ellas, las realizadas para Angostura en 1980 (Ávila, 1980, Climent *et al.*, 1986), Guayabo en 1983 (Climent, 1983, 1985 y 1987), Palomo en 1985 (Climent, 1987) y Siquirres entre 1986 y 1989 (Boschini, 1989).

En cada una de estas campañas sismológicas se instaló una red de 4 a 5 estaciones. El objetivo de estos estudios fue principalmente determinar posibles alineaciones sísmicas que podrían estar asociados con fallas y con ello tener información suficiente para determinar la amenaza sísmica de cada uno de los proyectos. En todos los casos, la sismicidad se presentó en forma muy dispersa dificultando su análisis (Climent, 1989), no obstante se lograron registrar varios enjambres de temblores, entre ellos los de agosto de 1979 y marzo y julio de 1980, que podrían coincidir con las fallas activas Atirro y Pacuare (Climent, 1985; Climent, 1989).

La sismicidad registrada por las estaciones permanentes de la RSN, en la zona de Turrialba y Siquirres, se caracterizó por ser menos dispersa que la registrada por las redes locales del ICE. Durante el período 1984–1993, la sismicidad estuvo distribuida en diferentes sectores, especialmente al sur de Tucurrique, en donde se produjeron sismos relacionados con el terremoto de Pérez Zeledón del 3 de julio de 1983 (Montero *et al.*, 1993). Barquero *et al.* (1993), Alvarado *et al.* (1998) y López (1999) analizaron la sismicidad local registrada por la RSN en los alrededores de la planta hidroeléctrica Angostura y el P. H. Pacuare. Estos autores caracterizaron la sismicidad de la zona, como superficial ( $h$

< 20 km) y de baja magnitud ( $M_L < 4,0$ ), concentrada especialmente en las estribaciones de la cordillera de Talamanca y en los alrededores del río Chirripó. Además, Alvarado *et al.* (1998) subrayan el incremento notable en la sismicidad luego de los terremotos de Cóbano (25 de marzo de 1990) y de Limón (22 de abril de 1991), mencionando tres eventos sísmicos importantes ( $4,1 < M_L < 4,4$ ) registrados entre octubre y noviembre de 1990 al sur de Pejibaye, y seis eventos con magnitudes mayores a 4,5  $M_L$  en la zona de Turrialba, durante abril de 1991.

### ***Sismicidad en el período 1992–2002***

Durante el período 1992–2002, la RSN registró un total de 359 eventos superficiales ( $h < 30$  km), para un promedio mensual de 2,7 eventos. Esto representa sólo el 1,02 % de la sismicidad registrada para todo Costa Rica durante ese mismo período de tiempo.

Tal y como se mencionó en la metodología (Capítulo 1), se seleccionaron de la base de datos de la RSN todos los sismos superficiales ( $h < 30$  km) registrados durante un período de 11 años, desde enero de 1992 hasta diciembre del 2002 y localizados entre las coordenadas geográficas  $9^{\circ}45' - 10^{\circ}10'$  latitud norte y  $83^{\circ}30' - 83^{\circ}52'$  longitud oeste.

Los sismos seleccionados (359 sismos) fueron relocalizados y clasificados en tres categorías (A, B y C) de acuerdo con la calidad de la localización y tomando en cuenta los criterios mencionados en la metodología (Capítulo 1). Luego de la relocalización sólo 263 sismos superficiales se ubicaron dentro del área de estudio (entre las coordenadas geográficas  $9^{\circ}45' - 10^{\circ}10'$  latitud norte y  $83^{\circ}30' - 83^{\circ}52'$  longitud oeste). La distribución de acuerdo con la calidad de la localización fue la siguiente: 165 sismos de calidad A; 77 sismos de calidad B y 21 sismos de calidad C. El Anexo 5 muestra los datos de localización de los eventos sísmicos de calidad A y el Anexo 6, la información de los 359 eventos relocalizados en esta investigación.

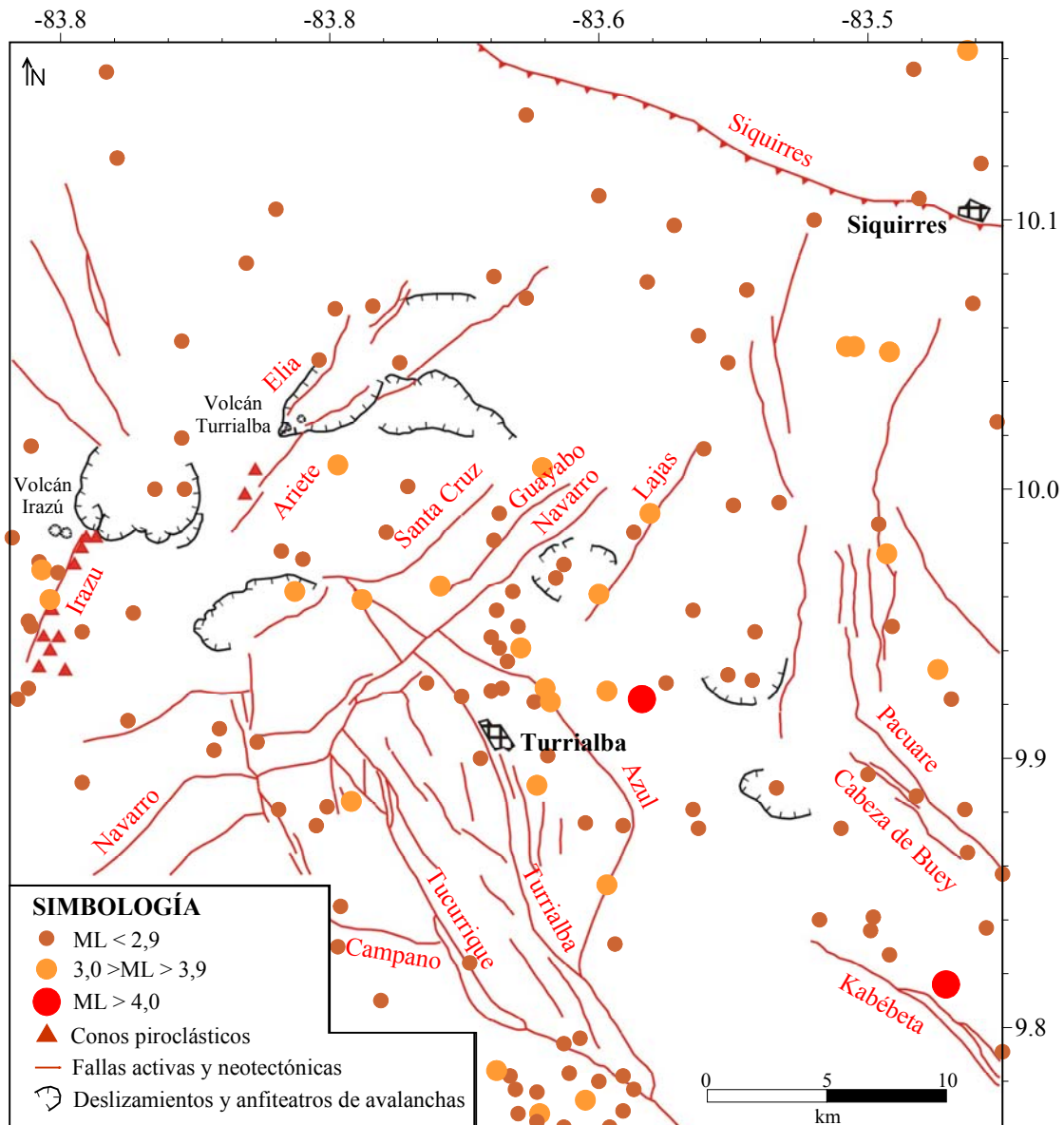
Los sismos relocalizados se caracterizaron por magnitudes bajas ( $1,7 - 4,4$  Md y  $1,0 - 4,1$   $M_L$ ) y poca profundidad ( $< 19,6$  km). El sismo de mayor magnitud ( $4,4$  Md;  $4,1$   $M_L$ ) ocurrió el 24 de febrero del 2001 y se localizó 6 km al NE de la ciudad de Turrialba, en donde fue sentido con una intensidad de V MM (Anexo 4). El Cuadro 10 muestra la distribución por magnitud de la sismicidad analizada.

**Cuadro 10:** Distribución por magnitud de la sismicidad (calidad A)

<b>Rango de magnitud</b>	<b>Md (coda)</b>	<b><math>M_L</math> (local)</b>
$M < 1,9$	5	39
$2,0 < M < 2,9$	114	97
$3,0 < M < 3,9$	44	27
$4,0 < M < 4,9$	2	2
<b>TOTAL</b>	<b>165</b>	<b>164</b>

### Distribución geográfica

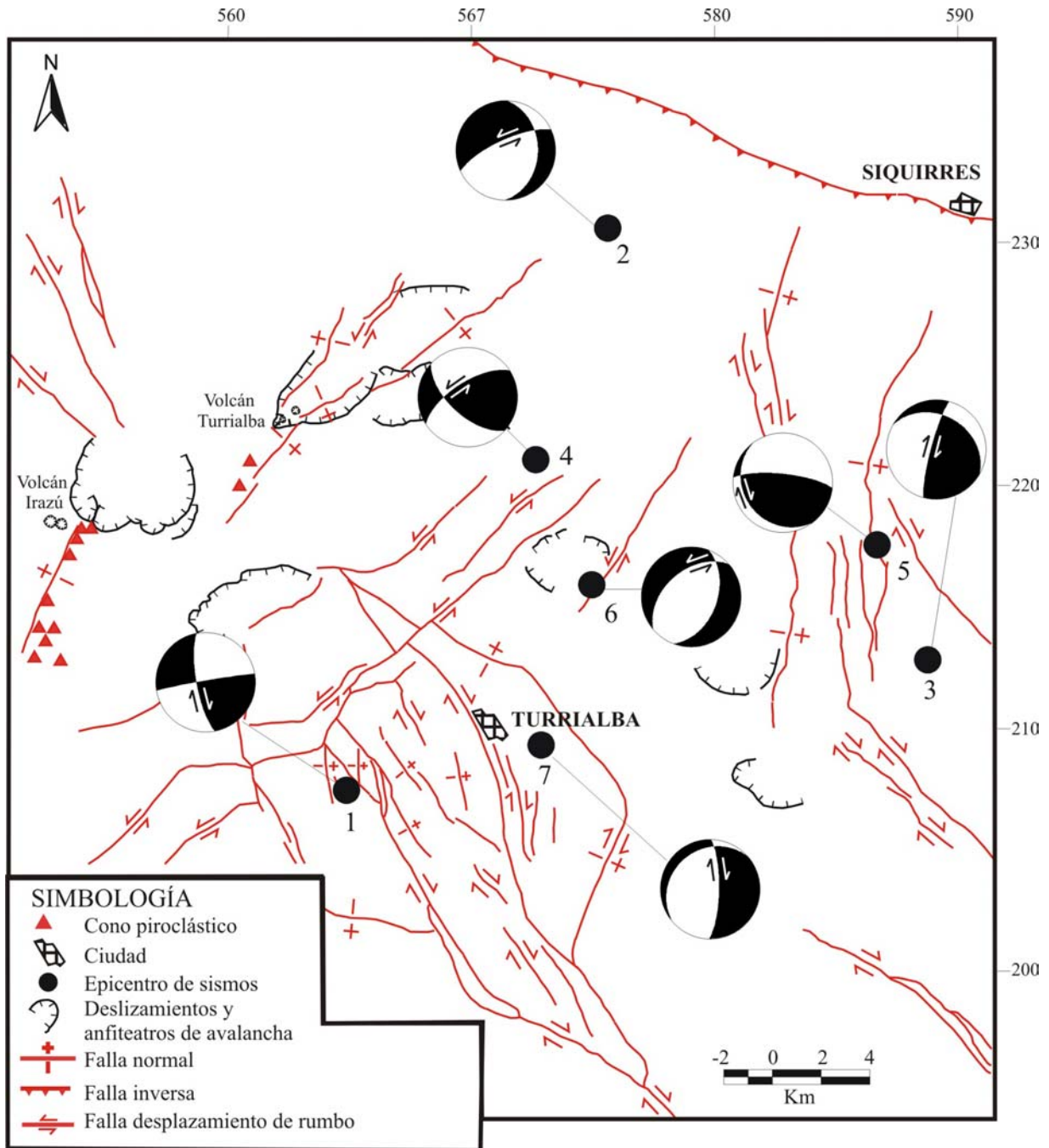
La distribución epicentral de los sismos relocados en esta investigación se caracteriza por ser dispersa, con algunas concentraciones de sismos, cerca de las fallas Campano, Tucurrique, Turrialba, Florencia, Azul, Navarro, Guayabo, Lajas, Irazú, Elia, Ariete, Kabébete, Bajo Tigre, Pacuare, Cabeza de Buey y Siquirres. (Fig. 28). Tomando en cuenta la cercanía de los epicentros con la traza de estas fallas, se presume que los sismos pueden haber sido generados por la actividad de las mismas, y por consiguiente, estas fallas pueden ser consideradas activas. Otros detalles sobre la sismicidad relacionada con las fallas de la zona se mencionan en los apartados de sismicidad del capítulo 3.



**Figura 28:** Sismicidad relocada (calidad A) ocurrida en el período 1992–2002

*Mecanismos focales*

La figura 29 muestra las mejores soluciones obtenidas de los mecanismos focales elaborados en esta investigación y el Cuadro 11 los parámetros de los mismos. Se utilizaron registros de la RSN, red Boruca (ICE), OVSICORI-UNA, Universidad de Panamá e INETER (Nicaragua).



**Figura 29:** Mecanismos focales elaborados en esta investigación y su relación con el fallamiento de la zona. Los números están referidos en el Cuadro 11.

**Cuadro 11:** Parámetros de los mecanismos focales elaborados en esta investigación.

Num.	Año	Mes	Día	Hora (GMT)	Latitud	Longitud	Prof. (km)	Md	ML	Mw	Rumbo	Buzamiento	Deslizamiento
1	1992	11	2	04:52	9,884	-83,742	7,0	3,6	3,2	3,5	260,3	87,4	14,8
2	1996	5	26	21:32	10,095	-83,644	10,8	3,7	2,9	3,9	245,3	72,8	-58,4
3	1998	8	10	17:30	9,933	-83,524	14,6	3,2	3,1	3,4	299,4	31,5	16,7
4	1999	1	13	22:55	10,008	-83,671	8,0	3,8	3,7	3,7	237,3	65,6	32,7
5	1999	2	1	12:27	9,976	-83,543	8,3	3,4	3,0	3,4	276,0	75,5	74,5
6	2000	9	9	15:07	9,961	-83,650	15,4	2,9	3,0	2,9	229,5	46,9	-69,2
7	2002	6	7	22:35	9,901	-83,669	8,7	3,4	2,8	3,5	229,0	21,1	-44,0

Los planos nodales seleccionados se muestran con flechas en la figura 29. Los mecanismos focales mostrados son considerados de buena calidad, es decir, tienen planos nodales bien restringidos por las lecturas de polaridad de la onda P.

Se obtuvieron los mecanismos focales de dos sismos relacionados con el sistema Atirro–Río Sucio (Num. 1 y 7, en Cuadro 11), dos relacionados con el sistema Navarro (Num. 4 y 6), dos relacionados con el sistema Pacuare (Num. 3 y 5) y uno con la posible prolongación hacia el NE de las fallas localizadas en la cima del volcán Turrialba (Num. 2).

El origen del sismo ocurrido el 13 de enero de 1999 (3,7 Mw) se asocia con la falla Guayabo, la cual es de tipo sinistral. La fuente del sismo ocurrido el 9 de setiembre del 2002 (2,9 Mw) se relaciona con la falla Lajas, la cual se interpretó como sinistral a partir de evidencias geomorfológicas, pero de acuerdo con el mecanismo focal del evento sísmico, es eminentemente normal con una componente de rumbo sinistral. El sismo ocurrido el 7 de junio del 2002 (3,5 Mw) puede relacionarse con la falla Florencia o con los segmentos de rumbo norte–sur, que se localizan dentro de la cuenca de tracción Turrialba–Irazú. El mecanismo focal de este evento es de tipo normal, con una pequeña componente de desplazamiento de rumbo dextral.

## V. CONCLUSIONES

El extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica se caracteriza por fallas activas y neotectónicas de diversa geometría, especialmente de desplazamiento de rumbo y en menor medida, normales e inversas. En los alrededores de las ciudades de Turrialba y Siquirres, existen seis sistemas de fallas principales, los cuales convergen entre sí, dando como resultado una complicada zona de deformación en la que se transfieren los esfuerzos provenientes de cada uno de los bloques desplazados.

De acuerdo con las características geométricas y la localización de las fallas, se reconocieron los siguientes sistemas: Atirro–Río Sucio, Navarro, Kabébeta, Pacuare, Siquirres–Matina y el fallamiento en la cima de los volcanes Irazú y Turrialba. Tomando en cuenta aspectos estratigráficos, geomorfológicos y sismológicos, se identificaron para estos sistemas un total de 20 fallas activas y 19 neotectónicas.

Existe una estrecha relación entre la orientación y el tipo de fallamiento. El rumbo predominante de las fallas de tipo dextral es  $N30^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{W}$ , como son por ejemplo las fallas Alto Grande, Río Sucio, Tucurrique, Turrialba, Atirro, Kabébeta y Pacuare. Las fallas de tipo sinistral, tienen un rumbo predominante  $N40^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{E}$ , como las fallas y lineamientos del sistema Navarro. Las fallas normales tienen un rumbo  $N0^{\circ}\text{--}20^{\circ}\text{E}$ , como las fallas Bajo Tigre, Tres Equis y Lomas, y la falla Siquirres, de tipo inverso, un rumbo  $N70^{\circ}\text{W}$ .

La geometría del fallamiento está controlada por la dirección del ECHM que tiende a un rumbo que varía entre  $N0^{\circ}\text{E}$  y  $N20^{\circ}\text{E}$ . Tomando en cuenta la geometría del fallamiento, se identificaron tres dominios en la dirección del ECHM. El más importante tiene una orientación norte–sur y controla la geometría de los sistemas de fallas Atirro–Río Sucio, Navarro, Kabébeta y el sector sur del sistema Pacuare. Otro dominio se reconoce en los alrededores de Siquirres, con dirección  $N15^{\circ}\text{--}20^{\circ}\text{E}$ , el cual controla la geometría del extremo norte del sistema de fallas Pacuare y la falla Siquirres. Un tercer dominio controla las estructuras tectónicas y volcánicas de la cima de los volcanes activos Irazú y Turrialba, en donde la orientación del fallamiento es el resultado de una combinación de esfuerzos horizontales (¿ECHM con dirección norte–sur?) y verticales y horizontales debido al ascenso del magma.

En su mayor parte la configuración del fallamiento es una respuesta a la subducción somera levantamiento del Coco bajo el sureste de Costa Rica. El ECHM, con dirección norte–sur en la parte central de Costa Rica, ha sido explicado como uno de los efectos de este evento tectónico, que pudo haber iniciado hace 3–5 m.a. Se presume que el fallamiento de la zona comenzó a desarrollarse en el Pleistoceno Inferior, posterior al arribo del levantamiento del Coco a la fosa Mesoamericana.



De los sistemas de fallas analizados, el sistema de fallas Atirro–Río Sucio, es el más sobresaliente desde el punto de vista geomorfológico. Está constituido principalmente por fallas de rumbo NW y de tipo dextral con componente normal. Incluye las fallas activas Alto Grande, Río Sucio, Campano, Tucurrique, Turrialba, Florencia, Azul y Atirro y otros lineamientos que sugieren ser fallas neotectónicas. La estructura más destacada de este sistema es la cuenca de tracción Turrialba–Irazú, la cual fue originada por el salto derecho entre las fallas Atirro y Río Sucio.

El sistema de fallas Navarro está constituido por fallas sinestrales de rumbo NE, entre ellas las fallas activas Navarro, Guayabo y Lajas, y por lo menos otras 3 fallas neotectónicas. A lo largo del sector analizado de la falla Navarro, ocurre el desplazamiento sinistral de 7 cauces fluviales y de las fallas Azul y Turrialba. Se estima una tasa de movimiento preliminar de 13 mm/año para esta falla.

Los sistemas de fallas Kabébeta y Pacuare están constituidos por fallas dextrales y normales, entre ellas las fallas activas Kabébeta, Pacuare, Cabeza de Buey y Lomas. Cuatro fallas neotectónicas y otros lineamientos sugestivos de ser fallas neotectónicas están asociados con estos sistemas.

La falla Siquirres, es una falla activa de tipo inverso. Esta falla es parte de un sistema de fallas inversas que se extiende hacia el WNW, a lo largo de las fallas inversas Guápiles y San Miguel y hacia el este, al pie del frente montañoso, desde Siquirres hasta las cercanías de Moín.

El fallamiento en la cima del volcán Turrialba y en la ladera sur del volcán Irazú, es de tipo normal y de rumbo NE, e incluye las fallas activas Irazú, Elia y Ariete. En este sector existe una clara orientación NE entre los estratovolcanes Finca Liebres, Turrialba y Dos Novillos y otras estructuras volcánicas, como conos piroclásticos y cráteres volcánicos.

No existen referencias históricas que indiquen la ocurrencia de terremotos superficiales originados en las fallas analizadas en la zona de Turrialba y Siquirres. Existen algunos sismos históricos importantes que han ocurrido en los alrededores del área estudiada y que se relacionan con la prolongación de ciertas fallas fuera del área de estudio. Algunos ejemplos son los terremotos de Paraíso–Orosí de 1951 (5,0  $M_L$ ) relacionado con la falla Navarro, de Patillos de 1952 (5,9  $M_s$ ) relacionado con la falla Río Sucio y de Limón de 1953 (5,5  $M_L$ ) relacionado con las fallas inversas del CDNP. Otros sismos importantes, como el del 24 de abril de 1991 (6,1  $M_s$ ), pueden estar relacionado con la falla Kabébeta y el del 11 de noviembre de 1987 (5,1  $M_s$ ) con la falla Atirro.

En el período 1992–2002 la sismicidad fue dispersa, con algunas concentraciones de epicentros, cerca de la traza de las fallas Campano, Tucurrique, Turrialba, Florencia, Azul, Navarro, Guayabo, Lajas, Irazú, Elia, Ariete, Kabébeta, Bajo Tigre, Pacuare, Cabeza de Buey y Siquirres. La sismicidad en ese período se caracterizó por magnitudes bajas (1,7–4,4  $M_d$  y 1,0–4,1  $M_L$ ) y poca profundidad (< 19,6 km).

Tomando en cuenta la longitud de las fallas y el área de ruptura, se determinó que las fallas estudiadas pueden generar sismos con una magnitud máxima de entre 4,8 y 6,8 Mw. Las fallas más largas de la zona ( $> 15$  km) pueden generar sismos con magnitudes máximas de 6,4 a 6,8 Mw. Las fallas Turrialba y Tucurrique, son particularmente peligrosas para las poblaciones de Turrialba y Tucurrique, ya que tienen potencial de generar eventos superficiales de magnitud 6,5–6,6 Mw y especialmente porque sus trazas transcurren muy cerca de estas comunidades.

Existe una estrecha relación entre el fallamiento y otros eventos geológicos, que han ocurrido en la zona, entre ellos el desarrollo del volcán Turrialba y la ocurrencia de colapsos volcánicos y deslizamientos. Se puede considerar que las fallas que forman la cuenca de tracción Turrialba–Irazú propiciaron la construcción del macizo Turrialba, a una distancia de 10 km al NE del eje volcánico Cuaternario de Costa Rica. La existencia de un anfiteatro de avalancha en la cima del volcán Turrialba y deslizamientos a lo largo de las fallas Navarro, Tres Equis, Elia, Ariete, Murcia, Chiz, Piedra Grande y Lajas, puede estar favorecida (junto con otros factores como la pendiente y la litología) por el fallamiento de la zona.

## VI. REFERENCIAS

- AGUILAR, A., 1984: Sismicidad del 3 al 9 de setiembre de 1980 y su relación con la geología en la cabecera del río Navarro, Cartago. –104 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- AGUILAR, A. T., 1997: Parches arrecifales de Jesús María (Oligoceno–Mioceno Inferior): una de las primeras comunidades del actual Caribe de Costa Rica. –61 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de M.Sc.].
- AGUILAR, A. T., 1999: Organismos de un arrecife fósil (Oligoceno Superior–Mioceno Inferior), del Caribe de Costa Rica. –Rev. Biol. Trop., 47 (3): 453–474.
- ALVARADO, G. E., 1993: Volcanology and Petrology of the Irazú Volcano, Costa Rica. –227 págs. Der Christian–Albrechts–Universität, Kiel [Tesis Ph.D.].
- ALVARADO, G. E., 2000: Los volcanes de Costa Rica: geología, historia y riqueza natural [2a ed.] –269 págs. EUNED, San José.
- ALVARADO, G. E. & LEANDRO, C. E., 1997: Actualización geológica–geofísica de los sitios en donde se construirán las grandes obras del P. H. Angostura: un enfoque hacia los problemas ingenieriles conexos. –88 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- ALVARADO, G. E. & PÉREZ, W., 1999: The Doán Formation (Plioceno) of Costa Rica: an overview on its description, origin, lateral equivalents, and further implications on the closing of the Central America seaway. –Sixth international congress on Pacific Neogene stratigraphy and IGCP–355. San José: 150–167.
- ALVARADO, G. E., BARQUERO, R. & CLIMENT, A., 1998: Informe sismológico y neotectónico actualizado para la etapa de factibilidad del P. H. Pacuare. –47 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- ALVARADO, G., BARQUERO, R., BOSCHINI, I., CHIESA, S. & CARR, J., 1986: Relación entre la neotectónica y el vulcanismo en Costa Rica. –Rev. CIAF, 11 (1–3): 246–264.
- ARIAS, O. & DENYER, P., 1994: Compresión y dilatación norte–sur en el suroeste del Valle Central, Costa Rica. –Rev. Geol. Amér. Central, 17: 85–94.
- ASTORGA, A., FERNÁNDEZ, J. A., BARBOZA, G., CAMPOS, L., OBANDO, J., AGUILAR, A. & OBANDO, L. G., 1991: Cuencas sedimentarias de Costa Rica: evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. –Rev. Geol. Amér. Central, 13: 25–59.
- ÁVILA, G., 1980: Informe sismológico preliminar de la fase de viabilidad del P. H. Angostura. –14 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- ÁVILA, M., 1980: Geología del área de Punta Peladas y alrededores, cantón de Nicoya, provincia de Guanacaste, Costa Rica –27 págs. Univ. de Costa Rica, San José, [Inf. Campaña geológica].
- AZAMBRE, B. & TOURNON, J., 1977: Les intrusions basiques alcalines du rio Reventazón (Costa Rica). –Soc. Géol. Fr, 2: 104–107.
- BADILLA, E., 2002: Flood hazard, vulnerability and risk assessment in the city of Turrialba, Costa Rica. –82 págs. ITC, Enschede, Holanda [Tesis M.Sc.].
- BARQUERO, R., 1990: Actividad sísmica al noreste y sur de Turrialba en octubre y noviembre 1990. –14 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- BARQUERO, R. & ROJAS, W., 1994a: Sismicidad inducida por el terremoto de Limón. –Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. Terremoto de Limón: 111–120.
- BARQUERO, R. & ROJAS, W., 1994b: Catálogo de mapas de isosistas de temblores y terremotos importantes en Costa Rica. –RSN (ICE–UCR), San José [Inf. interno].
- BARQUERO, R., KRINITZSKY, E. & CLIMENT, A., 1993: P. H. Angostura: estudio sismológico y de amenaza sísmica. –12 págs. ICE, San José [Inf. interno].

- BARQUERO, R., LESAGE, P., METAXIAN, J. P., CREUSOT, A. & FERNÁNDEZ, M., 1995: La crisis sísmica en el volcán Irazú en 1991 (Costa Rica). –Rev. Geol. Amér. Central, 18: 15–18.
- BARQUERO, R., BOSCHINI, I., CLIMENT, A., FERNÁNDEZ, M., MONTERO, W. & ROJAS, W., 1991: Las crisis sísmica del golfo de Nicoya y eventos sísmicos relacionados Costa Rica, 1990. –163 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- BAUMGARTNER, P., MORA, C., BUTTERLIN, J., SIGAL, J., GLANCON, G., AZÉMA, J. & BOURGOIS, J., 1984: Sedimentación y paleogeografía del cretácico y cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica. –Rev. Geol. Amér. Central, 1: 57-136.
- BELLON, H. & TOURNON, J., 1978: Contribution de la géochronométrie K–Ar a l'étude du magmatisme de Costa Rica, Amérique Central. –Bul. Soc. Géol. France, 20 (6): 955–959.
- BERGOING, J. P. & MALAVASSI, E., 1982: Geomorfología del Valle Central de Costa Rica: explicación de la carta geomorfológica 1:50.000. –25 págs. Instituto Geográfico Nacional, San José.
- BERRANGÉ, J. P. & WHITTAKER, J. E., 1977: Reconnaissance geology of the Tapantí quadrangle, Talamaca cordillera, Costa Rica. –72 págs. Institute of Geological Sciences Overseas Division, Report 37, Londres.
- BOSCHINI, I., 1988: Sismos sentidos en Costa Rica durante el año 1987: Enfoque hacia las grandes obras del ICE. –19 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- BOSCHINI, I., 1989: Incidencia de las fuentes sísmicas en la región Caribe de Costa Rica. –97 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- BOSCHINI, I., ALVARADO, G. & ROJAS, W., 1988: El terremoto de Buenavista de Pérez Zeledón (Julio 3, 1983): evidencia de una fuente sismogénica intraplaca desconocida en Costa Rica. –Rev. Geol. Amér. Central, 8: 111–121.
- BOSCHINI, I., SOTO, G., CLIMENT, A., ALVARADO, G., BARQUERO, R. & TAYLOR, W., 1995: Estudio de amenazas sísmicas y volcánicas para la administración de riesgos y seguros en el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). –71 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- BOTTAZZI, G., FERNÁNDEZ, J. A. & BARBOZA, G., 1994: Sedimentología e historia tectono–sedimentaria de la cuenca Limón Sur. –Profil 7: 351–391.
- BUSTOS, I. J., 1986: Geología del área de Taus, San Gerardo Selva y alrededores, distrito de Pejibaye, provincia de Cartago, Costa Rica. –61 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- CALVO, C., 1987: Las calizas neríticas de la vertiente pacífica del norte de Costa Rica y sur de Nicaragua: épocas y sistemas asociados con la apertura y evolución del margen convergente de la América Central Meridional. –165 págs. Univ. de Costa Rica, San José, [Tesis de Lic.].
- CENPE, 1989: Informe preliminar: proceso tecnologías de generación. –UEN, Centro nacional de Planificación Eléctrica, ICE [Inf. interno].
- CERVANTES, J. F., 1988: Proyecto hidroeléctrico Siquirres, informe de avance 3: estudio geológico geotécnico de la zona del embalse. –64 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- CERVANTES, J. F., 1989: Base geológica para los análisis geotécnicos del proyecto hidroeléctrico Siquirres, provincia de Limón, Costa Rica –105 págs. Univ. de Costa Rica, San José, [Tesis de Lic.].
- CERVANTES, J. F. & SOTO, G. J., 1988: Sedimentación y volcanismo tras–arco Plio–Cuaternarios en el área de Siquirres. –Ciencia y Tecnología, 12 (1–2): 19–26.
- CHAVARRÍA, L., 1996: Estudio geológico geotécnico del corredor Turrialba–Siquirres, sección Río Torito–Laguna Bonilla poliducto Recope, provincia de Cartago, Costa Rica. –79 págs. Univ. de Costa Rica, San José, [Inf. Campaña geológica].

- CLIMENT, A., 1983: Informe de avance: estudio de microsismicidad, etapa estudio preliminar, proyecto hidroeléctrico Guayabo. –7 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- CLIMENT, A., 1985: Informe sismológico para la etapa de prefactibilidad: proyecto hidroeléctrico Guayabo. –31 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- CLIMENT, A., 1987: Proyecto túnel Pejibaye. –21 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- CLIMENT, A., 1989: Recopilación sismológica en la zona de Turrialba y alrededores: interpretación preliminar. –9 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- CLIMENT, A., BOSCHINI, I., BARQUERO, R. & ALVARADO, G., 1986: Estudios sismológicos en zonas de proyectos hidroeléctricos y geotérmicos en Costa Rica. –IV Seminario latinoamericano de ingeniería sismo-resistente y seminario de ingeniería estructural del 3 al 8 de noviembre de 1986, San José: 17 págs.
- COLLINS, L. S., COATES, A. G., JACKSON, J. B. C. & OBANDO, J. A., 1995: Timing and rates of emergence of the Limón and Bocas del Toro basin: Caribbean effects of the Cocos Ridge subduction. –En: MANN, P. (ed.): Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America. –Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 295: 263–290.
- DONDOLI, C. & TORRES, J. A., 1954: Estudio geoagronómico de la región oriental de la meseta Central. –180 págs. Ministerio de Agricultura e Industria, San José.
- ESCALANTE, G., 1966: Geología de la cuenca superior del río Reventazón, Costa Rica. –Publicaciones geológicas del ICAITI, 1: 59–69.
- FERNÁNDEZ, J. A., 1987: Geología de la hoja topográfica Tucurrique 1:50 000, IGNCR, 3445I. –205 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- FERNÁNDEZ, M., 1996: Evaluación del hipotético sistema de falla transcurrente este-oeste de Costa Rica. –Rev. Geol. Amér. Central, 19/20: 57–74.
- FERNÁNDEZ, M. & PACHECO, J., 1998: Sismotectónica de la región central de Costa Rica. –Rev. Geol. Amér. Central, 21: 5–23.
- FERNÁNDEZ, M. & ROJAS, W., 2000: Faulting, shallow seismicity and seismic hazard analysis for the Costa Rica Central Valley. –Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 20: 59–73.
- FERNÁNDEZ, M., MORA, M. & BARQUERO, R., 1998: Los procesos sísmicos en el volcán Irazú (Costa Rica). –Rev. Geol. Amér. Central, 21: 47–59.
- FISHER, D., GARDNER, T., MARSHALL, J. & MONTERO, W., 1994: Kinematics associated with late Cenozoic deformation in central Costa Rica: western boundary of the Panama microplate. –Geology, 22: 263–266.
- GEOMATRIX CONSULTANTS, 1994: Informe final: acueducto de Orosi, sub-estudio de la vulnerabilidad sísmica de la conducción: El Llano a Tres Ríos, provincia de Cartago, Costa Rica. –139 págs. Geomatrix Consultants Report, San Francisco, CA [Inf. interno].
- GONZÁLEZ, G. E., 1986: Geología del Humo y alrededores. –29 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- GRANADOS, R., MORERA, J. F., GÜENDEL, F. & ÁVILA, G., 1980: Informe geológico preliminar a la fase de viabilidad proyecto Angostura. –103 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- HAVSKOV, J. & OTTERMÖLLER, L., 2001: SEISAN: The earthquake analysis software, for Windows, Linux and Solaris, version 7.2. –234 págs. Instituto de Física de la Tierra sólida, Univ. de Bergen, Noruega [Manual explicativo].
- HOFFSTETTER, R., DENG, G., DIXON, C. G., MEYER-ABICH, H., WEYL, R., WOODRING, W. P. & ZOPPIS-BRACHI, L., 1960: Lexique stratigraphique international, 5 Amérique Latine (2a Amérique Centrale). –368 págs. Centre National de la Recherche Scientifique, París.

- ICE., 1991a: Descripción del proyecto hidroeléctrico Pacuare. –12 págs. ICE, Dirección de Planificación Eléctrica, Departamento de Proyectos de Generación, San José [Inf. interno].
- ICE., 1991b: Proyecto hidroeléctrico Angostura, informe de factibilidad: área obras hidráulicas. –62 págs. ICE, Dirección de Ingeniería Civil, Departamento de Hidráulica [Inf. interno].
- ICE., 1991c: Proyecto hidroeléctrico Angostura, informe de factibilidad: síntesis y actualización. –27 págs. ICE, Área geológica–geotécnica [Inf. interno].
- INEC, 2001: IX Censo nacional de población y V de vivienda del 2000: Resultados Generales. –80 págs. Instituto Nacional de Estadística y Censos, San José.
- KOLARSKY, R., MANN, P. & MONTERO, W., 1995: Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica. –EN: MANN, P (ed.): Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in Southern Central America, Geol. Soc. of Amer. Spec. Paper 295: 235–262.
- KRUSHENSKY, R., 1972: Geology of the Istarú quadrangle, Costa Rica. –46 págs. Geol. Survey Bulletin 1358.
- LAPORTE, M. & RODRÍGUEZ, J. A., 1994: Estudio de amenaza sísmica, proyecto hidroeléctrico Angostura. –18 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- LAURITO, C. A., 1996: El género *Isistius* (Squalidae) en el Alto de Guayacán, Formación Uscari (Mioceno Superior–Plioceno Inferior), provincia de Limón, Costa Rica. –Rev. Geol. Amér. Central, 19/20: 87–92.
- LEANDRO, G. & ROJAS, W., 2001: Modelo de corteza de la región de Boruca–valle del Diquís. –34 págs. ICE–UCR, San José [Inf. interno].
- LÓPEZ, A., 1999: Neo–and paleostress partitioning in the SW corner of the Caribbean plate and its fault reactivation potential. –189 págs. Eberhard–Karls–Universität, Tübingen [Tesis Ph.D].
- MADRIGAL, C., 1985: Estudio geológico–geotécnico de pre–factibilidad del proyecto hidroeléctrico Guayabo, Turrialba, Cartago, Costa Rica. –129 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- MADRIGAL, C., SÁENZ L. F. & ESTRADA, A., 1984: Informe geológico–geotécnico de prefactibilidad: proyecto hidroeléctrico Guayabo. –111 págs. Inf. ICE, Oficina Geología Básica, San José [Inf. interno].
- MALAVASSI, E., 1967: Reseña geológica de la zona de Turrialba. –12 págs. Dirección de Geología, Minas y Petróleo, Ministerio de Industria y Comercio, San José [Inf. 27, Año 6].
- MARSHALL, J. S., FISHER, D. M. & GARDNER, T., 2000: Central Costa Rica deformed belt: kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. –Tectonics, 19 (3): 468–492.
- MARSHALL, J., IDLEMAN, B., GARDNER, T. & FISHER, D., 2000b: Landscape evolution within a retreating volcanic arc, Costa Rica, Central America. –Geology, 31 (5): 419–422.
- MATUMOTO, T., OHTAKE, M., LATHAM, G. & UMAÑA, J., 1977: Crustal structure of southern Central America. –Bulletin of the Seismological Society of America., 67: 121–134.
- MONTERO, W., 1986: Períodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores interplaca e intraplaca en la región de Costa Rica. –Rev. Geol. Amér. Central, 5:35–72.
- MONTERO, W., 1989: Sismicidad histórica de Costa Rica, 1638–1910. –Geof. Int., 28 (3): 531–559.
- MONTERO, W., 1994: Neotectonics and related stress distribution in a subduction collisional zone: Costa Rica. –Profil 7: 125–141.
- MONTERO, W., 1999: El terremoto del 4 de marzo de 1924 (Ms 7,0): ¿Un gran terremoto interplaca relacionado al límite incipiente entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá?. –Rev. Geol. Amér. Central, 22: 25–62.

- MONTERO, W., 2001: Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. –Rev. Geol. Amér. Central, 24: 29–56.
- MONTERO, W. (en prensa): El sistema de falla Atirro–Río Sucio y la cuenca de tracción Turrialba–Irazú: indentación tectónica relacionada con la colisión del levantamiento del Coco. –Rev. Geol. Amér. Central, 28.
- MONTERO, W. & ALVARADO, G., 1995: El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 ( $M_s = 5,9$ ) y el contexto neotectónico de la región del volcán Irazú, Costa Rica. –Rev. Geol. Amér. Central, 18: 25–42.
- MONTERO, W. & DEWEY, J., 1982: Shallow-focus seismicity, composite focal mechanism, and tectonics of the Valle Central of Costa Rica. –Bulletin of the Seismological Society of America, 72 (5): 1611–1626.
- MONTERO, W. & MIYAMURA, S., 1981: Distribución de intensidades y estimación de los parámetros focales de los terremotos de Cartago de 1910, Costa Rica, América Central. –Inf. Sem. IGN, 1981 (2): 9–34.
- MONTERO, W. & MORALES, L. D., 1988: Zonificación sísmica del Valle Central. –Seminario de Ingeniería Estructural (4, 1988, San José Costa Rica): 335–351.
- MONTERO, W. & MORALES, L. D., 1990: Deformación y esfuerzos neotectónicos en Costa Rica. –Rev. Geol. Amér. Central, 11: 69–87.
- MONTERO, W., SALAZAR, L. G. & MACÍAS, J., 1995: Estudio geológico integral del distrito de Guácimo. –141 págs. FUNDEVI, San José [Inf. interno].
- MONTERO, W., CAMACHO, E., ESPINOZA, A. & BOSCHINI, I., 1994a: Sismicidad y marco neotectónico de Costa Rica y Panamá. –Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. Terremoto de Limón: 73–82.
- MONTERO, W., PANIAGUA, S., KUSSMAUL, S. & RIVIER, F., 1992: Geodinámica interna de Costa Rica. –Rev. Geol. Amér. Central, 14: 1–12.
- MONTERO, W., ROJAS, W., SCHMIDT, V. & LINKIMER, L., 2001: Estudio de amenaza sísmica para el proyecto hidroeléctrico La Joya, en la zona de Tucurrique, Turrialba, provincia de Cartago. –41 págs. RSN, San José [Inf. interno].
- MONTERO, W., PARDO, M., PONCE, L., ROJAS, W. & FERNÁNDEZ, M., 1994b: Evento principal y réplicas importantes del terremoto de Limón. –Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. Terremoto de Limón: 93–102.
- MONTERO, W., BARQUERO, R., PERALDO, G., CLIMENT, A., MORA, S., CERVANTES, F. & PERAZO, E., 1993: El temblor de Pejibaye de Turrialba (sic) del 10 de julio de 1993: aspectos sismológicos, neotectónicos y geotécnicos. En: BARQUERO, R. & PERALDO, G. (eds.), 1993. –93 págs. RSN, San José [Inf. interno].
- MONTERO, W., DENYER, P., BARQUERO, R., ALVARADO, G. E., COWAN, H., MACHETTE, M. N., HALLER, K. M. & DART, R. L., 1998: Map and database of Quaternary faults and folds in Costa Rica and its offshore regions. –63 págs. U.S. Geological Survey [Open-File Report 98–481].
- MORA, R., CERDAS, A., MOLINA, F. & VEGA, E., 1990: Caracterización geológica del deslizamiento de Chiz (Turrialba, provincia de Cartago, Costa Rica): amenaza y prevención. –Rev. Geol. Amér. Central, 11: 59–68.
- MORALES, L. D., 1994: Daños causados por el terremoto de Limón: pérdidas y medidas de mitigación. –Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. Terremoto de Limón: 201–210.
- MORALES, N., 1986: Estudio geológico de río Gato y Tepemechín (Pejibaye, Costa Rica). –19 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- OBANDO, L. G. & SOTO, S., 1993: La turbera del río Silencio (El Cairo de Siquirres, Costa Rica): Paleoambientes lagunares influenciados por cenizas del volcán Turrialba. –Rev. Geol. Amér. Central, 15: 41–48.
- OLSSON A. A., 1922: The Miocene of northern Costa Rica, Part 1. –Bulletins of American Paleontology, 9 (39): 309.

- ORTIZ, M., 1986: Geología de la zona de Pejibaye y alrededores, provincia de Cartago, Costa Rica. –34 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- PÉREZ, C. L., 1989: Caracterización geológico geotécnica del macizo rocoso del sitio de presa del proyecto hidroeléctrico Siquirres, provincia de Limón, Costa Rica. –54 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- PÉREZ, W., 1996: Estudio geológico y de amenazas naturales, corredor Turrialba–Siquirres, poliducto RECOPE, Sector Laguna Bonilla–Guayacán. –71 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- PIZARRO, D., 1993: Los pozos profundos perforados en Costa Rica: aspectos biológicos y bioestratigráficos. –Rev. Geol. Amér. Central, 15: 81–85.
- QUESADA, J. D., 1986: Estudio de los alrededores de La Esperanza, Pejibaye de Jiménez, Cartago, Costa Rica. –31 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- RIVIER, F., 1973: Contribución estratigráfica sobre la geología de la cuenca de Limón, zona de Turrialba, Costa Rica. –Publicaciones geológicas del ICAITI, 4: 149–159.
- ROJAS, M., 1996: Estudio geológico–geotécnico del corredor Turrialba–Siquirres, sección alto de Guayacán–Siquirres del poliducto Recope. –67 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- REAGAN, M. & GILL, J., 1989: Coexisting calcalkaline and high – niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanates in arc magma sources. –Journal of geophysical research, 84 (84): 4619–4633.
- RSN, 1987: Informe de los temblores sentidos, reportados en el mes de noviembre de 1987. –3 págs. RSN, San José [Inf. interno].
- RSN, 1988: Informe de los temblores sentidos, reportados en los meses de diciembre de 1987 y enero de 1988. –Informe interno RSN, 5 págs.
- RUIZ, S., 1986: Estudios geológicos del cerro Gavilucho y alrededores, provincia de Cartago, Costa Rica. –21 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- SÁENZ, L. F., 1985: Estudio geofísico para la factibilidad del proyecto hidroeléctrico Angostura. –74 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- SALAZAR, A., 1985: Estudio de factibilidad para el aprovechamiento de la cantera de Azul de Turrialba, Cartago, Costa Rica. –132 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- SALAZAR, L. G., 1996: Análisis geológico y geomorfológico aplicado al “plan regulador de parte del cantón de Guácimo, Costa Rica”. –202 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- SANTANA, G., VARGAS, W., MATAMOROS, A., SEGURA, C. & RAMÍREZ, A., 1990: Sismo de Cóbano 25 de marzo de 1990: Efectos sobre suelos y edificaciones. –194 págs. Laboratorio de Ingeniería Sísmica, UCR, San José [Inf. interno].
- SIBAJA, G., 1996: Estudio geológico–geotécnico del corredor Turrialba–Siquirres, poliducto de Recope, Sección Turrialba–Río Torito. –88 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- SIERCKE, H., 1986: Geología de la fila Omega y alrededores, cantón de Jiménez, provincia de Cartago, Costa Rica. –46 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- SOTO, G. J., 1988: Estructuras volcano–tectónicas del volcán Turrialba, Costa Rica, América Central. –Quinto Congreso Geológico Chileno, 8–12 de agosto de 1988, Santiago: 163–175.
- SOULAS, J. P., 1989: Informe de misión tectónica activa, proyecto hidroeléctrico Siquirres. –23 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- SOULAS, J. P., 1992: Tectónica activa y consideraciones geotécnicas conexas para los proyectos hidroeléctricos Siquirres, Guayabo, Angostura y Pacuare: efectos del sismo



- de abril de 1991 sobre la línea de alta tensión Siquirres–Limón, informe final de misión del 3 al 16 de octubre de 1991. –27 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- SPRECHMANN, P., ASTORGA, A., CALVO, C. Y FERNÁNDEZ, A., 1994: Stratigraphic chart of the sedimentary basins of Costa Rica, Central America. –*Profil*, 7: 427–433.
- TAYLOR, G. D., 1975: The geology of the Limón area of Costa Rica. –119 págs. Univ. de Louisiana [Tesis de Ph.D.].
- VALDÉS, R. & MORA, S., 1985: Estudio de reconocimiento geotécnico, proyecto hidroeléctrico El Gato –47 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- VALDÉS, R., MALAVASSI, L. & MADRIGAL, C., 1984: Informe geológico de reconocimiento, proyecto hidroeléctrico Tucurrique. –21 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- VALVERDE, R., 1989: Investigación geológico–ambiental del proyecto túnel de Pejibaye, Cartago, Costa Rica. –138 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- VARGAS, F., 1986: Informe de campaña del área de Tuis y alrededores. –14 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- VARGAS, J., 1986: Estudio geológico entre Máquina Vieja y Quebrada Armado, provincia de Cartago, Costa Rica. –126 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- WELLS, D. L. & COPPERSMITH, K. J., 1994: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. –*Bulletin of seismological of America*, 84 (4): 974–1002.

# Anexos